La métasomatose
et les roches métasomatiques

Editeurs :
V.A. Zharikov, V.L. Rusinov

Auteurs :
V.A. Zharikov V.L. Rusinov. N.N. Pertsev G.P. Zaraisky A.A. Marakushev Yu.B. Shapovalov B.I. Omelyanenko I.T. Rass K.V. Podlessky S.S. Abramov O.V. Andreeva B.I. Omelyanenko M.S. Seredkin V.A. Golovin

Traduction du russe : Jean Verkaeren
Assistance technique : Bernard Guy (guy@emse.fr)

Mise en ligne : juin 2013

Résumé

Les bases théoriques ainsi que les principaux types de processus métasomatiques sont discutés selon la théorie de D.S. Korzhinskii. Les aspects thermodynamiques, cinétiques, et les idées sur l'auto-organisation des processus métasomatiques sont développés conformément aux théories actuelles. Les résultats et les techniques de l'étude expérimentale de la métasomatose sont exposés. La relation entre la métasomatose et la formation des gisements métalliques est discutée, et il est proposé le nouveau concept de formation de liquide magmatique dense concentrant les minerais associé à des fluides métasomatiques de faible densité. Une partie importante de la monographie propose des descriptions de roches métasomatiques, de faciès, de paragenèses, en insistant sur le contexte géologique, la pétrographie, la minéralogie, les conditions physico-chimiques de formation et les relations aux minerais.

La monographie peut intéresser les pétrologistes, les géologues des gisements métalliques, et les spécialistes de la métasomatose. Il peut être utilisé comme manuel sur la métasomatose pour les étudiants de premier et second cycle.

22 tableaux, 127 figures, 462 références bibliographiques

Traduction française : Jean Verkaeren ; assisté de Bernard Guy

Mots-clés : métasomatose ; processus métasomatiques ; roches métasomatiques ; Korzhinskii ; gisements métalliques ; auto-organisation ; thermodynamique ; cinétique chimique ; expérimentation ; skarns ; greisens ; propylites ; quartzites secondaires ; bérésites ; métasomatites alcalines ; gumbéites ; argilisites

Avant-propos de la traduction française

Le texte présenté ici a été publié en russe en 1998 par Moscow Scientific World sous l'égide de l'Académie russe des sciences (ISBN 5-891 176 -038- X). Il a été traduit en français par Jean Verkaeren (professeur honoraire, Université de Louvain-la-neuve, Belgique) pendant la période 2000-2010, assisté de Bernard Guy sur quelques points. L'édition du présent fichier a été faite par Bernard Guy (directeur de recherche à l'Ecole nationale supérieure des mines de Saint-Etienne) en 2013-2014. Lors d'un voyage à Moscou en 2003, ces deux personnes ont rencontré les auteurs de l'ouvrage, précisé quelques points techniques, et obtenu l'autorisation de mettre au point la présente traduction et de la rendre accessible à la communauté scientifique francophone. La présentation a été simplifiée en regroupant les figures à la fin de chaque chapitre. A partir du chapitre 19, les symboles apparaissant sur les figures ne sont pas tous traduits en français ; nous laissons provisoirement les figures en l'état pour éviter de retarder encore la mise en ligne de cet ouvrage. De même la table des matières est donnée sans indication de la pagination du présent fichier. Des corrections et améliorations de la présentation pourront être apportées dans des versions ultérieures. Merci aux lecteurs de signaler tout problème qu'ils pourraient repérer dans la présente édition (guy@emse.fr).

Références bibliographiques : les références apparaissent en deux groupes : - en langue russe : présentées en gardant la référence originale précédée de sa traduction (dans l'ordre alphabétique latin, différent de l'ordre alphabétique cyrillique) ; - en langue anglaise.
Certains articles publiés en langue russe ont fait l'objet d'une traduction en langue anglaise dans des revues telles que Geochemistry International, Geological Review, etc., auxquelles le lecteur pourra se référer, le cas échéant.

TABLE DES MATIÈRES

Deuxième partie

MÉTASOMATISME, MAGMATISME ET MINÉRALISATION

Troisième partie

LES FAMILLES DE ROCHES MÉTASOMATIQUES

Symboles des minéraux

Ab	–	albite
Acm	–	acmite
Act	–	actinolite
Ad	–	adulaire
Adr	–	andradite
Aeg	–	aegyrine
Ak	–	akermanite
Alun	–	alunite
Amph	–	amphibole
An	–	anorthite
Anc	–	analcime
Ank	–	ankérite
And	–	andalousite
Ap	–	apatite
Arf	–	arfvedsonite
Astr	–	astrophyllite
Bi	–	biotite
Brc	–	brucite
Brt	–	berthiérine
Carb	–	carbonate
Cas	–	cassitérite
Cc	–	calcite
Ccn	–	cancrinite
Chl	–	chlorite
Chr	–	chromite
Chu	–	clinohumite
Cli	–	clintonite
Cor	–	cordiérite
Cpx	–	clinopyroxène
Crn	–	corindon
Di	–	diopside
Dol	–	dolomite
Dsp	–	diaspore
En	–	enstatite
Ep	–	épidote

Fa	–	fayalite
Fl	–	fluorite
Fll	–	fluellite
Fo	–	forstérite
Fsp	–	feldspath
Fspd	–	feldspathoïde
Gel	–	géhlénite
Gib	–	gibbsite
Grs	–	grossulaire
Grt	–	grenat
Hbl	–	hornblende
Hd	–	hédenbergite
Hem	–	hématite
H-Mel	–	hydromélilite (cyanite et cébollite)
H-Mic	–	hydromica
Ill	–	illite
Kln	–	kaolinite
Kfs	–	feldspath potassique
Ky	–	cyanite
Lf	–	leucophyllite
Lib	–	liebenérite
Ln	–	larnite
Ls	–	leucoxène
Mc	–	microcline
Me	–	méionite
Mel	–	mélinite
Er	–	merwinite
Mgs	–	magnésite
Mic	–	mica
Mic-Mnt	–	mica-montmorillonite
Mlb	–	molybdénite
Mln	–	mélanite
Mnt	–	montmorillonite
Ms	–	muscovite
Mt	–	magnétite
Mtc	–	monticellite
Nar	–	narsasukite
Ne	–	néphéline
Ol	–	olivine
Olg	–	oligoclase

Opx	–	orthopyroxène
Or	–	orthose
Per	–	périclase
Phl	–	phlogopite
Phn	–	phengite
Pl	–	plagioclase
Pmp	–	pumpellyite
Po	–	pyrrhotine
Prg	–	pargasite
Prh	–	prehnite
Prl	–	pyrophyllite
Prv	–	pérovskite
Px	–	pyroxène
Py	–	pyrite
Qtz	–	quartz
Ran	–	rankinite
Rbk	–	riebeckite
Ru	–	rutile
Scp	–	scapolite
Sell	–	sellaïte
Ser	–	séricite
Sil	–	sillimanite
Sod	–	sodalite
Spl	–	spinelle
Spn	–	sphène
Spur	–	spurrite
Srp	–	serpentine
TfBi	–	tétraferribiotite
Tfphl	–	tétraferriphlogopite
Ti-Mt	–	titanomagnétite
Tlc	–	talc
Toz	–	topaze
Tr	–	trémolite
Tu	–	tourmaline
Wes	–	vésuviane
Wlf	–	wolframite
Wo	–	wollastonite
Zeol	–	zéolite
Zo	–	zoïsite

AVANT-PROPOS

Il y a plus de 40 ans, D.S. Korzhinsky publiait « Aperçu des processus métasomatiques » [1955], dans lequel il exposait, sous une forme d'une portée générale, mais néanmoins accessible, un point de vue totalement nouveau au sujet du métasomatisme dont il esquissait les liens avec le magmatisme et la minéralisation et caractérisait succinctement les principaux types de processus et leurs relations mutuelles. Écrit de manière simple et intelligible, « l'Aperçu » était basé sur des investigations théoriques approfondies du problème [Korzhinsky, $1951_{1,2}$, $1952_{1,2}$, 1953_{2}] et sur des recherches relatives aux métasomatites faisant l'objet de monographies détaillées [Korzhinsky, 1947, 1948].

« L'Aperçu des processus métasomatiques » de D.S. Korzhinsky eut une influence considérable en Russie sur le développement des recherches concernant les processus métasomatiques. Ceci se traduisit, avant tout, par un énorme intérêt pour le métasomatisme en tant qu'objet d'étude. On publie beaucoup d'articles, c'est avec enthousiasme et succès qu'on suit les conférences périodiques consacrées à différents problèmes relatifs au métasomatisme et à la minéralisation. La première conférence de l'Union eut lieu en 1963 [L'altération métasomatique des roches encaissantes et son rôle dans la minéralisation, 1966], la deuxième conférence, en 1966 [Les problèmes du métasomatisme, 1970], la troisième, en 1972 [Métasomatisme et métallogénie, 1974], la quatrième, en 1976 [Métasomatisme et minéralisation, 1978], la cinquième, en 1982 [Métasomatisme et minéralisation, 1982]. La sixième fut consacrée aux phénomènes métasomatiques dans les séries précambriennes [Les métasomatites du Précambrien et leur potentiel métallifère, 1989 ; Les processus métasomatiques des séries précambriennes, 1991]. Des réunions régionales sur le métasomatisme eurent lieu en Ukraine, en Kirghizie, dans l'Oural et en Extrême-Orient.

Il convient cependant de remarquer que, dans la plupart des articles publiés dans les travaux des conférences et dans les pages d'autres périodiques, la description et l'interprétation des phénomènes métasomatiques se conformaient aux idées traditionnelles.
Cependant, le principal apport d'idées de la période 1960-1980 a été incontestablement l'étude des métasomatites à partir de démarches méthodologiques nouvelles, celles de la théorie de la zonalité métasomatique de D.S. Korzhinsky.

Les articles correspondants prennent toujours plus de place dans les travaux des conférences et dans les pages des périodiques. Il paraît des monographies où des

exemples de différentes formations métasomatiques concrétisent et développent la théorie du métasomatisme de D.S. Korzhinsky. On peut, à titre d'exemples éloquents, faire mention de la monographie « Géologie et phénomènes métasomatiques dans les gisements de skarns polymétalliques du Karamazar occidental » de V.A. Zharikov [1959], du travail de V.A. Zharikov et B.I. Omelyanenko « Quelques problèmes relatifs à l'étude de l'altération des roches encaissantes en liaison avec les recherches métallogéniques » [1965], de celui de V.A. Zharikov « Les gisements de skarns » [1968], des monographies de V.L. Rusinov « Principes géologiques et physico-chimiques de la propylitisation » [1972], de P.V. Koval « Pétrologie et géochimie… » [1975], de B.I. Omelyanenko « Altérations hydrothermales périmétallifères des roches » [1978]. On peut encore citer d'autres travaux portant sur diverses formations métasomatiques du point de vue de la théorie de la zonalité métasomatique. Par exemple, D.V. Rundqvist et coauteurs « Gisements de greisens » [1971], I.P. Shcherban « Conditions de formation des métasomatites périmétallifères de basse température » [1975], G.T. Volostnykh « Argilisation et minéralisation » [1972], Yu.V. Kazitsin « Métasomatisme au sein de la croûte terrestre », « Les métasomatites périmétallifères de Transbaïkalie » [1972, 1979], V.G. Kushev « Métasomatites alcalines du Précambrien » [1972], etc.

En tout cas, vers la fin des années 1970, les principaux types de métasomatites étaient tous décrits ; on avait étudié la composition minéralogique de celles-ci, leurs paragenèses, la structure des gîtes et mis en évidence, à un certain degré, leurs particularités génétiques. Autrement dit, la description « formelle » des métasomatites était quasi parachevée.

Au cours des années 1970, les travaux de V.A. Zharikov, G.P. Zaraisky et I.P. Ivanov ont ouvert une nouvelle voie dans l'investigation des processus métasomatiques : la modélisation expérimentale de la zonalité métasomatique. Au cours des vingt et quelques dernières années les principaux types de métasomatites ont tous été reproduits : métasomatites alcalines, skarns calciques et magnésiens, greisens, quartzites à andalousite et à séricite, propylites, bérésites, argilisites, etc. On a, pour beaucoup de familles métasomatiques, déterminé les conditions limites de leur élaboration (en fonction de T, P, des activités de H_2O, CO_2, S, HCl, NaCl et autres constituants), on a établi les vitesses de croissance des colonnes de diffusion et les conditions nécessaires à la pénétration du métasomatisme d'infiltration. Des recherches importantes particulièrement nombreuses portant sur la métasomatose expérimentale ont été effectuées à l'Institut de minéralogie expérimentale, au laboratoire de G.P. Zaraisky. Son livre « Zonalité et conditions de formation des roches métasomatiques » [1989] a généralisé un matériel original de la plus haute importance et livré une bibliographie relativement exhaustive. Les travaux

relatifs à la modélisation expérimentale des phénomènes métasomatiques n'ont pratiquement pas d’égal dans les recherches menées à l'étranger.

Une deuxième voie ayant donné lieu à un nouveau développement de la théorie de la zonalité métasomatique de D.S. Korzhinsky a eu pour objet la détermination quantitative des paramètres relatifs aux équilibres des phases au sein des colonnes métasomatiques à l'équilibre local, reproduites au Département de minéralogie expérimentale. L'acquisition de résultats importants au cours des recherches théoriques et expérimentales a mis en évidence les possibilités d'une description quantitative de la façon dont les paragenèses métasomatiques dépendent de la température, de la pression et de l'activité des constituants dans une solution. On a, en premier lieu, réalisé une étude expérimentale systématique portant sur les principaux systèmes de formation des roches dans des conditions de régime parfaitement mobile de l'eau, du dioxyde de carbone, de HCl, KCl et NaCl [Zharikov *et al*., 1972 ; Ivanov, 1984 ; Hemley *et al*., 1961 ; Frantz & Popp, 1979, 1980 ; Zharikov, 1991 ; etc.]. Ces recherches ont permis non seulement de déterminer le champ de stabilité des principales paragenèses des roches métasomatiques, mais aussi d'obtenir, à partir de données expérimentales, les caractéristiques thermodynamiques des minéraux et de leurs constituants pour des valeurs élevées des paramètres. Un rôle important à ce sujet a aussi été joué par l'utilisation concomitante des caractéristiques thermodynamiques qu’on connaissait pour les minéraux les plus simples [Robie *et al*., 1978 ; Naumov *et al*., 1971].

D'autres recherches ayant peut-être joué un rôle décisif dans le calcul des réactions métasomatiques ont porté sur l'élaboration de méthodes de calcul des caractéristiques thermodynamiques relatives aux constituants des solutions aqueuses d'électrolytes pour des valeurs élevées des paramètres. Ceci a occupé de nombreux chercheurs, mais ce sont les travaux de G. Helgeson [Helgeson & Kirkham, 1974, 1982 ; Helgeson *et al*., 1978 ; etc.] qui y ont joué le rôle principal.

Enfin, un pas décisif dans le calcul des colonnes métasomatiques a été fait par Yu.V. Shvarov [1976], qui a élaboré un programme de calcul de la composition à l'équilibre d’un système à phases hétérogènes et composants multiples (programme « Gibbs »). L'application successive du modèle d'équilibre aux différentes zones de la colonne métasomatique (« méthode des réacteurs successifs ») donne une image de la zonalité métasomatique et des paramètres quantitatifs de celle-ci. Les calculs faits sur base du programme Gibbs en recourant à la méthode des réacteurs successifs s'utilisent avec succès pour l'analyse des diverses métasomatites, en particulier, des métasomatites péri-

métallifères [Ivanov *et al*., 1979 ; Ivanov & Borisov, 1980 ; Grichuk *et al*., 1982, 1984 ; Ryzhenko *et al*., 1977, etc.].

En ce qui concerne l'histoire du développement de la théorie de la zonalité métasomatique, il convient de signaler certaines publications spécialement consacrées à l'analyse approfondie des équations de la zonalité métasomatique, à leur contenu mathématique, aux voies et possibilités de leur résolution quantitative, même dans des cas plus complexes [Balashov, 1985, 1992 ; Demine *et al*., 1979 ; Zaraisky *et al*., 1989 ; Frantz & Mao, 1976 ; Lichtner, 1991 ; Lichtner & Balashov, 1993 ; Guy, 1993 ; etc.]. Il se développe une nouvelle voie relative à la modélisation de la zonalité périodique résultant de l'auto-organisation d'un système métasomatique [Rusinov & Zhukov, 1994].

En évaluant l'état des recherches dans le domaine du métasomatisme, on voit aisément que, depuis l'époque des dernières généralisations [Korzhinsky, 1953 ; Zharikov & Omelyanenko, 1965 ; Omelyanenko, 1978], un matériel énorme a été accumulé tant dans l'étude des familles métasomatiques individuelles que dans la théorie du métasomatisme. De nouvelles voies ont vu le jour, à savoir la modélisation expérimentale et informatique des processus métasomatiques. C'est pourquoi il a paru naturel et rationnel d'écrire un nouvel ouvrage de portée générale exposant les bases de la conception actuelle de la théorie du métasomatisme, ainsi que des caractéristiques générales succinctes des principaux types de métasomatisme, et d'examiner les idées actuelles quant aux liens existant entre métasomatisme et magmatisme, minéralisation et autres phénomènes géologiques.

L'ouvrage présenté ici poursuit cet objectif. A la différence des synthèses antérieures, la présente monographie a été écrite par un large collectif d'auteurs sous la rédaction générale de V.A. Zharikov et V.L. Rusinov. La première partie théorique a été écrite par V.A. Zharikov (chapitres 1–3), N.N. Pertsev (section « Pression de cristallisation… » du chapitre 2), V.L. Rusinov (chapitre 4) et G.P. Zaraisky (chapitre 5). La deuxième partie traitant des relations mutuelles entre métasomatisme, magmatisme et minéralisation a été rédigée par A.A. Marakushev utilisant des données de Yu.B. Shapovalov (chapitres 6, 9, 10) et V.L. Rusinov (chapitres 7, 8, 11). Dans la troisième partie, on expose les principes de la classification des roches métasomatiques et on en présente la systématique au chapitre 13 (B.I. Omelyanenko), ainsi que la systématique physico-chimique des familles métasomatiques au chapitre 14 (V.L. Rusinov). Après quoi, on donne les caractéristiques des familles métasomatiques les plus importantes et des types de processus métasomatiques : métasomatites des complexes magmatiques alcalins ultrabasiques et fénites au chapitre 15 (I.T. Rass), skarns au chapitre 16 (V.A. Zharikov, N.N. Pertsev,

K.V. Podlessky), greisens au chapitre 17 (V.L. Rusinov en collaboration avec G.P. Zaraisky), propylites au chapitre 18 (V.L. Rusinov), quartzites secondaires au chapitre 19 (S.S. Abramov), bérésites au chapitre 20 (O.V. Andreeva), métasomatites alcalines au chapitre 21 (B.I. Omelyanenko), gumbéites au chapitre 22 (V.L. Rusinov en collaboration avec M.S. Seredkin), argilisites au chapitre 23 (O.V. Andreeva en collaboration avec V.A. Golovin) et métasomatites des zones de cisaillement et de failles profondes au chapitre 24 (V.L. Rusinov en collaboration avec B.I. Omelyanenko).

La mise à contribution d'un collectif relativement large pour la rédaction d'une monographie n'a pas seulement eu des aspects positifs, mais a aussi présenté certaines difficultés. Le côté positif est évident : chacune des sections a été rédigée par des spécialistes ayant travaillé de nombreuses années avec succès sur ces problèmes. En revanche, l'individualité des auteurs a eu pour conséquence qu'on n'est pas parvenu à obtenir entièrement l'unité dans l'exposé du matériel lors de la définition du caractère des différentes familles métasomatiques. La principale complication est, toutefois, à chercher dans le fait que différents auteurs ont traité différemment certaines questions complexes de génétique. Ceci ne concerne pas les bases de la théorie de la zonalité métasomatique – ici, les auteurs sont unanimes non seulement pour reconnaître son essence (il n'est déjà plus possible de la mettre en doute) – ni, de même, la portée majeure de la méthodologie dans la connaissance du métasomatisme. Les divergences de vues ne concernent pas tellement les questions connexes qui ont fait l'objet de preuves : lien entre magmatisme, métasomatisme et minéralisation, provenance des solutions métallifères, causes du dépôt de minerais. La situation rappelle de loin la fameuse discussion des années vingt sur le rôle du « gaz acide » et de la « solution alcaline » dans la minéralisation (voir T.S. Lauring « La nature du fluide minéralisateur »). Cette question concernant particulièrement les causes de l'évolution d'un processus postmagmatique est réapparue à maintes reprises, tant après la discussion qui vient d'être rappelée qu'après l'émergence de l'hypothèse portant sur la différenciation hydrothermale acide-alcaline de D.S. Korzhinsky [1957] (voir références aux sections correspondantes). Ceci traduit, probablement de manière objective, non seulement la complexité du problème, mais aussi la multiplicité des mécanismes possibles.

Les éléments de discussion relatifs à ces problèmes génétiques et à certaines autres questions ne sont, à notre avis, pas à prendre comme une lacune du livre. L'existence de points de vue différents (si ceux-ci sont suffisamment fondés) contribue sans aucun doute à la compréhension de l'essence des phénomènes. Nous espérons que le présent ouvrage suscitera de l'intérêt et se révélera utile pour un large groupe de spécialistes. *V.A. Zharikov V.L. Rusinov*

Première partie

BASES THÉORIQUES DU MÉTASOMATISME

Chapitre 1

NOTIONS GÉNÉRALES RELATIVES AU MÉTASOMATISME

1.1. Définition du métasomatisme

Métasomatose, métasomatisme, processus métasomatiques, autant de synonymes en pratique. Néanmoins, par métasomatose certains chercheurs entendent un processus métasomatique spécifique (métasomatose potassique, sodique, etc.), alors que par métasomatisme ils comprennent l'ensemble des altérations métasomatiques dans leur globalité. Il existe plusieurs définitions du métasomatisme, la plus complète apparaît toutefois être la suivante, qui en principe répond à la notion de métasomatose formulée par D.S. Korzhinsky [1955].

Les processus métasomatiques sont des processus d'altération des roches et minerais ayant lieu par remplacement de certains minéraux par d'autres, processus qui s'accompagnent d'une modification de composition chimique de ces roches ou minerais et s'accomplissent sous l'action de solutions liées à des processus endogènes internes de la Terre, avec conservation, dans l'ensemble, de l'état solide de ces roches et minerais.

Cette définition dégage définitivement le métasomatisme parmi les autres processus endogènes. Elle indique avant tout la manière ou le mécanisme de réalisation du processus, à savoir le remplacement de certains minéraux par d'autres. Cette question sera examinée en détail ci-dessous, mais remarquons d'emblée même que c'est une importance tout à fait prédominante, déterminante, que revêt le processus de mise en solution de minéraux et de précipitation simultanée à ce même endroit d'un autre ou d'autres minéraux de néoformation. En témoigne la présence catégorique dans les métasomatites de pseudomorphoses, habituellement formées dans un minéral préexistant par certains minéraux néoformés. Cette particularité des processus métasomatiques a trouvé sa généralisation dans une règle connue sous le nom de "règle de constance des volumes dans la métasomatose", formulée il y a de nombreuses années par V. Lindgren [1925]. On pourrait penser qu'il peut y avoir un autre mécanisme, le remplacement ion par ion, qui intervient dans le cas du remplacement de minéraux de volume et structure proches .Cependant, des expériences intéressantes effectuées par J. Wyart [Wyart & Sabatier, 1956] avec une solution de Na enrichie en $\delta^{18}O$ ont montré que le remplacement de

l'adulaire par de l'albite s'accomplit au cours d’un mécanisme de dissolution-précipitation.

Une deuxième très importante composante de la définition du métasomatisme, en tant que processus s'effectuant avec conservation globale de l'état solide de la roche, implique que le volume des pores occupés par la solution est extrê-mement peu important en comparaison du volume de la roche et que toute la matière existant dans les pores s'y trouve à l'état dissous. Cette propriété des processus métasomatiques les distingue radicalement des phénomènes magmatiques et du remplissage de vides ou de fissures ouvertes. La cristalli-sation de bains ou la cristallisation à partir de solutions dans un volume libre (cavités, fissures ouvertes, etc.) se fait suivant le principe eutectique et le principe eutonique par opposition au métasomatisme au point de vue directivité. Nous en apporterons ci-dessous les preuves indispensables, nous remarquerons donc ici que le signe distinctif du métasomatisme est la tendance à la réduction du nombre de minéraux et à la formation de roches monominérales au fur et à mesure de l'évolution du processus. En revanche, le principe eutectique et le principe eutonique prévoient l'augmentation du nombre de minéraux au cours de la cristallisation.

Conformément à sa définition, le métasomatisme évolue avec modification de la composition chimique du protolithe, c'est-à-dire qu'on a en vue des altérations du protolithe au cours desquelles il y a modification de la teneur en constituants pétrogénétiques (et métallifères). Les altérations de roches pour lesquelles il y a seulement modification de la teneur en eau et en dioxyde de carbone, c'est-à-dire où ont lieu des réactions d'hydratation-déshydratation, carbonatation-décarbonatation, ne sont pas des altérations métasomatiques, mais se rapportent traditionnellement aux phénomènes métamorphiques. L'apport-départ de H_2O et CO_2 relève du métamorphisme ; l'apport-départ non seulement de H_2O et CO_2, mais aussi d'autres constituants relève du métasomatisme : telle est la limite universellement admise entre métamorphisme et métasomatisme.

Il existe toutefois aussi d'autres opinions sur la démarcation entre métamor-phisme et métasomatisme. Ainsi, V.S. Sobolev [Les faciès du métamor-phisme, 1970], considérant la large extension des processus métamorphiques dans lesquels il y a modification de la teneur en alcalins (habituellement un apport), a estimé qu’il est possible de faire la différence entre métamor-phisme, métamorphisme alcalin et métasomatisme. On peut aussi mentionner d'autres travaux, montrant que dans les processus métamorphiques il se produit une modification relative de la teneur non seulement en alcalins, mais aussi en autres constituants [Krylova *et al.*, 1972 ; Davydchenko, 1983 ; Glebovitskiy & Bushmin, 1983]. C'est pourquoi une démarcation rigoureuse des processus

métamorphiques et métasomatiques doit être basée non pas sur une modification des teneurs, mais plutôt sur le régime thermodynamique des constituants. Aux processus métamorphiques se rapportent les processus ayant lieu en régime parfaitement mobile de H_2O et CO_2 ; aux processus métasomatiques, ceux dans lesquels un régime parfaitement mobile ne caractérise pas seulement H_2O et CO_2, mais aussi d'autres constituants pétrogénétiques (alcalins, CaO, MgO, etc., jusqu'au régime parfaitement mobile de tous les constituants). Il convient de remarquer que parfois la notion de métamorphisme est utilisée dans un sens large, désignant tous les processus endogènes de transformation de matière à l'état solide.

Les processus métasomatiques s'effectuent sous l'action de solutions. Toutes les particularités de composition et de structure des métasomatites sont conditionnées par l'influence de solutions alimentant le régime de mobilité différentielle des constituants. On examinera dans les sections respectives le rôle physico-chimique des solutions dans le métasomatisme. L'influence de celles-ci se remarque immédiatement à l'occasion d'observations géologiques. La disparité dans la répartition des modifications dues au métasomatisme, la mise en parallèle précise de ceux-ci avec des zones d'accidents tectoniques et de contacts fragilisés, l'énorme apport et départ de matière, tout cela montre de manière incontestable le lien qu'il y a entre le métasomatisme et l'action des solutions. A l'occasion de l'appréciation du rôle des solutions dans le transport de matière au cours des processus métamorphiques, V. Fyfe [Fyfe *et al.*, 1962] examine l'alternative : ou bien les températures des processus métasomatiques sont supérieures à 1200° C (alors, la vitesse de diffusion à l'état solide acquiert une portée géologique significative), ou bien le transport de matière s'effectue par l'intermédiaire de solutions ; il en conclut que cela confirme catégoriquement le rôle exclusif de ces dernières.

Les solutions entraînant le métasomatisme se présentent, d'un point de vue général, sous forme de solutions hydrothermales (ou plus rarement de fluides hydrothermaux), indépendamment du fait qu'elles se trouvent à l'état liquide proprement dit ou à l'état supercritique. Il importe à ce propos de souligner que, si l'on exclut les formations liées à l'activité volcanique ou subvolcanique, on n'observe pas de différence essentielle entre les métasomatites de basse, de moyenne et de haute températures pour ce qui est de la structure des corps métasomatiques, de l'apport-départ de matière et autres particularités (si, bien entendu, on néglige la plus grande importance qu'ont par nature les facteurs cinétiques pour les métasomatites de basse température et la plus vaste extension qu'ont les métasomatites de haute température). Ceci témoigne du fait que le métasomatisme est occasionné par des solutions liquides ou "quasi liquides", similaires au point de vue propriétés. Ces solutions se distinguent des gaz par

leur densité relativement élevée, la grande solubilité des constituants et leur degré de dissociation marqué. La figure 1.1 donne un diagramme T–P qui montre les points critiques de l'eau, d'une solution de NaCl, ainsi que les « isochores critiques », et dans laquelle sont portés les paramètres T–P des inclusions de gaz-liquide, ces données provenant de nombreux gisements métallifères hydrothermaux d'après [Naumov & Tugarinov, 1969]. Bien que la détermination des paramètres T–P des inclusions de gaz-liquide soit affectée par des erreurs connues, il est aisé de voir que les points se situent en majeure partie dans une plage présentant les propriétés d'un liquide.

On remarquera qu'on a, ces derniers temps, publié de nouveaux travaux montrant le rôle possible d'une phase gazeuse dans le transport de matière.

1.2. Les types de processus métasomatiques, leur lien avec le magmatisme et le métamorphisme

Le métasomatisme est dû à l'action de solutions ; c'est pourquoi la façon dont se fait le transport de la matière se trouvant en solution a une importance déterminante dans l'apparition des processus métasomatiques, des apport et départ de matière, et dans les particularités structurales des corps métasomatiques. D.S. Korzhinsky a, en fonction de ces éléments, distingué deux types extrêmes : la métasomatose par diffusion et la métasomatose par infiltration. On rapporte aux processus métasomatiques de diffusion ceux dans lesquels le transport des constituants s'effectue par diffusion au sein de la solution aqueuse. Dans la métasomatose d'infiltration le transport de matière s'effectue par déplacement de la solution qui percole ou s’infiltre dans les roches. Les conditions régnant dans la nature font certes que ces cas extrêmes se rencontrent rarement ; c'est d'ordinaire à une combinaison de ceux-ci que l'on a affaire. Néanmoins, la prédominance de l'un ou l'autre mode de transport de la matière se traduit clairement dans les proportions et la structure des corps métasomatiques. Les métasomatites de diffusion sont essentielle-ment limitées en dimensions (des dizaines de centimètres ou quelques mètres, rarement plus), sont clairement associées à des fissures, des surfaces de contact et présentent une modification progressive de composition des minéraux et roches qui les constituent. En revanche, le métasomatisme d'infiltration peut affecter d'importantes séries de roches avec modifications abruptes de composition des métasomatites. On examinera ci-dessous en détail la similitude et les différences

qui existent dans la structure des métasomatites de diffusion et des métasomatites d'infiltration.

Aux **processus métasomatiques proprement dits** se rapportent des processus liés aux forces internes, endogènes de la Terre. Une telle restriction est conventionnelle, mais semble tout à fait fondée, et voici pourquoi : les processus de remplacement avec modification de composition chimique des roches sont habituels, même dans les zones d'hypergenèse. Cependant, dans ces conditions, des facteurs qui n'ont pas d'importance décisive lors du métasomatisme endogène, tels que vitesse de réaction réduite et paramètres cinétiques, influence des forces superficielles, intervention de matière orga-nique vivante, etc. acquièrent une importance considérable. C'est pourquoi il est préférable de désigner spécialement les processus correspondants sous le terme de **métasomatisme hypergène**. Encore plus conventionnelle est la limite entre les processus métasomatiques endogènes, qui ont lieu au sein de la croûte terrestre et du manteau de la Terre. Mais, même dans ce cas, il est préférable de mettre spécialement à part le **métasomatisme mantellique**, étant donné que les principales particularités de celui-ci sont conditionnées par le fait que, dans des conditions mantelliques, le milieu actif est représenté par une solution-saumure fortement concentrée s'approchant par ses pro-priétés d'un bain de fusion.

Les processus métasomatiques ayant lieu au sein de la croûte terrestre sont indissolublement liés à des phénomènes magmatiques. Pour certaines méta-somatites ce lien est évident d'un point de vue géologique, elles se situent dans les zones où prennent naissance des bains magmatiques, dans les parties proches de contacts ou au sein de massifs intrusifs même. Pour d'autres métasomatites le lien avec le magmatisme s'établit sur base d'indices géochimiques et sur base des particularités de l'évolution des solutions hydrothermales, prédéterminées par leur nature magmatogène.

En soulignant le lien qui existe entre métasomatisme et magmatisme, D.S. Korzhinsky [1955] subdivisa l'ensemble des processus métasomatiques en deux grands groupes : I. Processus métasomatiques du stade magmatique et II. Processus métasomatiques du stade postmagmatique.

Au premier groupe se rapportent les métasomatites qui se forment dans les roches encaissantes au cours de la période de naissance et de mise en place de bains magmatiques, sous l'influence des solutions se séparant des masses magmatiques liquides. En revanche, les processus métasomatiques du deuxième groupe se développent après solidification et cristallisation des massifs intrusifs avec lesquels elles ont un lien spatial, en provoquant aussi bien l'altération des

roches intrusives elles-mêmes. Ces processus sont liés à l'action des solutions résiduelles ayant pris naissance dans des chambres magmatiques plus profondes.

Les processus métasomatiques du stade postmagmatique se subdivisent à leur tour en : II A. Processus métasomatiques du stade alcalin précoce ; II B. Processus métasomatiques du stade de lessivage acide et de précipitation associée ; II C. Processus métasomatiques du stade terminal du processus hydrothermal.

Une subdivision optimale du métasomatisme du stade postmagmatique est basée sur une singularité géochimique remarquable du processus hydrothermal postmagmatique, se traduisant par la modification fondamentale du régime d'acidité des solutions magmatogènes. Au cours du processus postmagmatique l'acidité des solutions augmente graduellement, atteint un maximum, après quoi a lieu une inversion et l'acidité de celles-ci diminue.

Cette particularité de l'évolution des solutions liées à leurs sources magmatiques fut formulée clairement pour la première fois par D.S. Korzhinsky [1955, 1957] en tant qu'hypothèse de la différenciation hydrothermale acido-alcaline.

Il y a lieu ici de souligner quelques points. En premier lieu il faut rappeler que les idées relatives au rôle essentiel joué par l'acidité d'une solution hydrothermale et par les réactions (de neutralisation) de celle-ci avec les roches encaissantes, au sujet du transport et de la précipitation des constituants métallifères, font, depuis longtemps, l'objet constant de discussions dans la littérature géologique. Peut-être, les divergences de vue les plus vives ont-elles été mises en évidence dans la discussion qui a eu lieu à la fin des années trente et a paru dans les pages de la revue "Economic Geology" [Graton, 1946]. Gaz acide ou solution alcaline – principaux fluides minéralisateurs – représentent des points de vue opposés ; le premier a été avancé par K. Fenner, N. Boous,… ; le second a été défendu par L. Graton, K. Ross, D. Cheller,… Il a même existé, à titre de variantes, des compromis de E. Ingerson & G. Morey, etc.

En second lieu, une vaste pratique de la géologie a montré qu'il existe des corrélations d'âge bien définies entre métasomatites différentes, entre métasomatites et minerais, quand ils et elles sont liés à un même cycle géochimique. Ainsi, par exemple, les métasomatites de type skarns se forment toujours plus tôt que les greisens ; la minéralisation des bérésites et des argilisites est quelque peu plus tardive, elle a lieu plus tard que le métasomatisme périmétallifère proprement dit. On pourrait citer beaucoup d'autres parallèles similaires, ce qui a, d'un assentiment général, été expliqué par l'action de différentes solutions

liées à la ségrégation de celles-ci à partir du foyer et à leur irruption par vagues d'âges différents.

La nouveauté fondamentale qui émerge de l'hypothèse de D.S. Korzhinsky relative à la différenciation hydrothermale acido-alcaline réside dans le fait qu'il a réussi à trouver une cause essentielle déterminant l'ensemble des particularités fondamentales d'un processus postmagmatique. Il est apparu que le facteur principal est la modification fondamentale de l'acidité des solutions hydrothermales elles-mêmes, passant de solutions alcalines à des solutions acides, revenant ensuite à des solutions alcalines. C'est justement cette évolution interne des solutions elles-mêmes qui conditionne les relations existant dans le temps et dans l'espace entre métasomatites différentes, entre métasomatites et minerais, et qui établit un pont entre régime acide et régime alcalin des solutions.

D'autres facteurs, température, profondeur, composition des roches encaissantes, apparaissent être plus spécifiques et déterminent la physionomie concrète des métasomatites et minerais, mais ne constituent pas le mécanisme essentiel de l'évolution des solutions postmagmatiques.

La théorie de l'évolution acido-alcaline des solutions magmatiques, issue de l'hypothèse de D.S. Korzhinsky jouit à l'heure actuelle d'un large consensus et a été élaborée de façon suffisamment poussée du point de vue physico-chimique.

On peut, en fonction du contexte géologique, faire une distinction entre auto-métasomatose, métasomatose de contact, métasomatose périfilonienne et métasomatose régionale. Les cas ne sont pas rares où les types de méta-somatisme qu’on rencontre dans l'espace et dans le temps se relaient l'un l'autre.

L'**autométasomatose** (ou **métasomatose simple**) englobe d'après D.S. Korzhinsky les parties apicales des corps magmatiques et les formations filoniennes qui y sont associées. L'autométasomatose se distingue habituelle-ment par de légères modifications affectant des masses importantes de corps magmatiques. On peut citer comme exemples de processus typiques d'auto-métasomatose l'albitisation d'intrusions de granitoïdes ou la serpentini-sation de roches ultrabasiques. Ainsi que l'indique leur appellation, ces processus sont liés au stade postmagmatique précoce.

Les **métasomatites de contact** offrent le plus de variété et de spécificité. Ce sont, avant tout, diverses formations de skarns se développant au stade post-magmatique précoce au contact d'intrusifs avec des roches carbonatées ou au contact entre roches encaissantes aluminosilicatées et roches carbonatées,

lorsqu'elles sont situées dans une zone d'auréole de contact avec des intrusions de haute température. Les formations de skarns sont des formations de contact au sens spatial comme au sens génétique, étant donné que leur élaboration est liée à l'irruption de solutions dans la zone de contact entre des milieux carbonatés et aluminosilicatés se trouvant en déséquilibre physico-chimique et à la réaction résultant de leur interaction. Les skarns sont normalement des formations de contact-infiltration, mais, dans le cas où c'est l'importance de l'interaction des deux milieux en déséquilibre chimique qui est prédominante, ce sont des formations bimétasomatiques.

Aux processus de contact se rapportent de puissants processus de "lessivage au voisinage d'un contact" (terme dû à D.S. Korzhinsky), se passant au cours du stade acide et affectant les parties proches du contact des intrusions et des roches encaissantes.

Les exemples les plus frappants sont les greisens et les quartzites secondaires. Les processus métasomatiques de lessivage au voisinage d'un contact remplacent dans l'espace (en direction du contact) et dans le temps l'auto-métasomatisme du stade précoce.

On rapporte aux **métasomatites périfiloniennes** un type de métasomatite largement répandu, lié à la formation de gisements filoniens (et de stockwerks). On les appelle souvent périmétallifères, bien que dans des conditions bien définies (milieu aluminosilicaté), au moment de leur formation, elles devancent quelque peu le dépôt métallifère. Les métasomatites périmétallifères se forment dans une large plage de température (des plus hautes aux plus basses températures), mais elles sont toujours liées au stade acide du processus postmagmatique. Remarquons toutefois qu'un métasomatisme qui est considéré comme périfilonien du point de vue morphologique, peut aussi se développer à d'autres stades du processus hydrothermal.

Le métasomatisme régional (local) se manifeste dans un environnement géologique varié. La métasomatose alcaline (K, Na) des stades magmatique et postmagmatique précoce ayant lieu aux horizons profonds de la croûte terrestre présente une distribution régionale. Il y a développement régional, dans des conditions de profondeur modérée et même de faible profondeur, de zones externes de processus "périmétallifères", tels que la greisénisation, le métasomatisme à quartz-séricite, la propylitisation, etc. Il convient de souligner des associations bien connues : les zones de métasomatisme intensif sont, en règle générale, bordées de zones de faible altération, ayant une extension locale. Ces dernières, à leur tour, se localisent à l'intérieur d'une auréole de métamorphisme. Nous avons déjà remarqué que les difficultés pour faire la

distinction entre zones métasomatiques externes et zones métamorphiques ont eu leur répercussion sur l'individualisation du "métamorphisme alcalin" ; on peut également signaler les problèmes apparaissant dans la distinction entre zones externes de propylitisation et altération métamorphique de séries volcaniques en roches vertes. Tout cela reflète, par ailleurs, l'étroit lien de parenté qui existe entre métamorphisme et métasomatisme, dus tous deux à l'action de solutions hydrothermales d'origine magmatogène. "Processus magmatiques, métamorphiques, métasomatiques et métallogéniques endogènes sont indissolublement liés entre eux [D.S.Korzhinsky, 1955, p. 363].

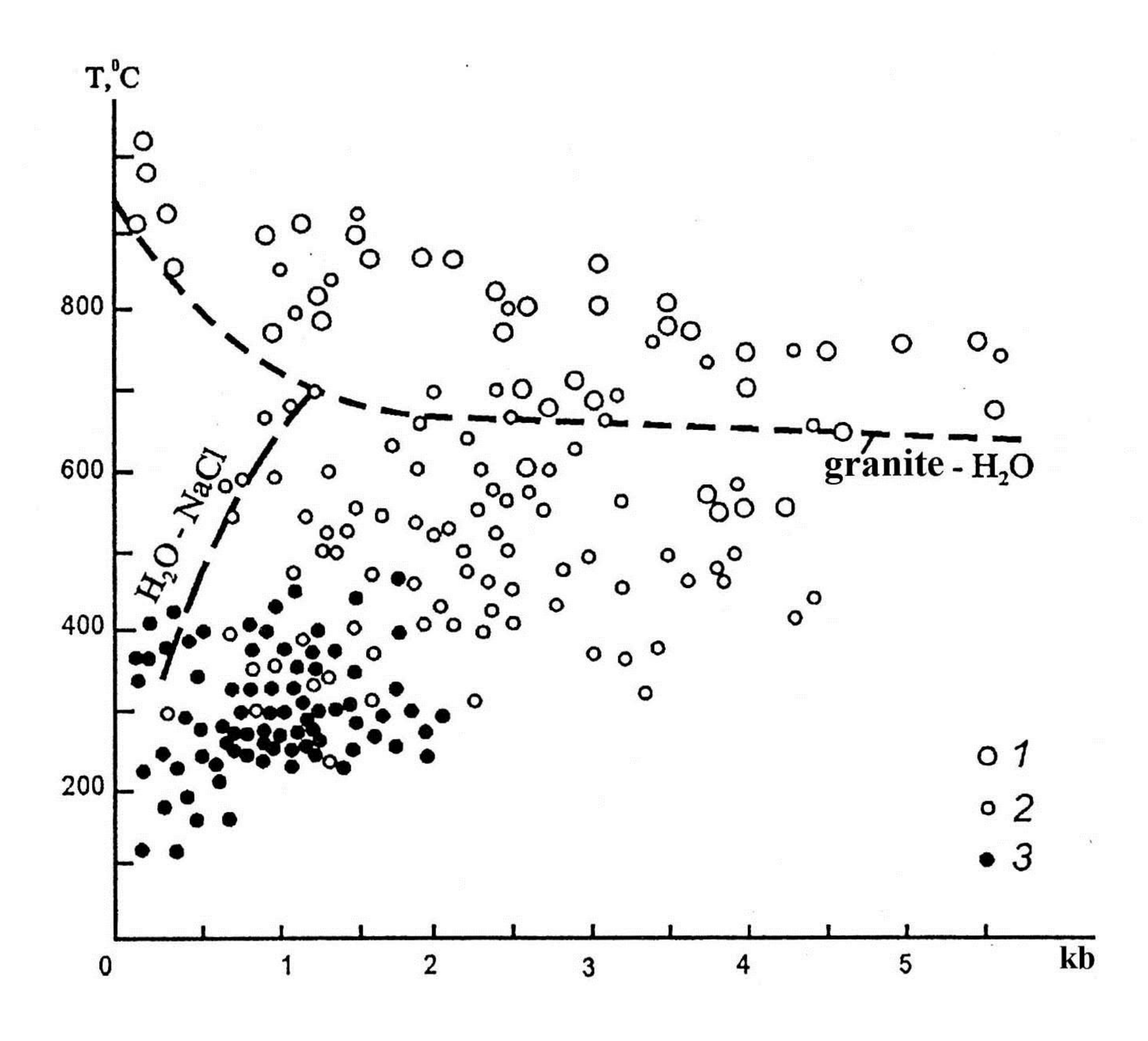


Fig. 1.1. Conditions de T–P des processus magmatiques et métasomatiques d'après les données issues de l'étude des inclusions du bain.

En traits interrompus – courbe du solidus du système granite-eau et courbe de l'équilibre diphasé gaz-liquide du système H_2O–NaCl. *1* – bains magmatiques ; 2 – fluides postmagmatiques des granitoïdes et de leurs métasomatites ; *3* – solutions hydrothermales des gisements métallifères d'après les données de nombreux auteurs

Chapitre 2

THERMODYNAMIQUE DES SYSTÈMES MÉTASOMATIQUES

2.1. L'équilibre local et les types de systèmes métasomatiques

L'équilibre dans les systèmes métasomatiques

La transformation métasomatique de roches et de minerais constitue bien entendu un processus irréversible. Cependant, la particularité de l'évolution des processus métasomatiques endogènes réside dans le fait que la modification des paramètres externes qui entraînent les transformations évolue beaucoup plus lentement que les processus d'adaptation du système vis-à-vis de ces paramètres. Il se trouve, de la sorte, qu'à chaque instant donné, en chaque endroit donné de l'espace, le système est entièrement en équilibre avec les paramètres qui en déterminent l'état. Un pareil état de choses a été appelé *équilibre local*. Cette appellation a été introduite dans les années 1950 par D.S. Korzhinsky [1950, 1957]. Peu après, une notion similaire est apparue sous l'appellation "d'équilibre mosaïque" dans des monographies et des manuels de thermodynamique [Bazarov, 1961].

Il convient de souligner ici que la notion d'équilibre local découle directement de la conception, en principe nouvelle, de l'équilibre thermodynamique, formulée clairement pour la première fois par D.S. Korzhinsky [1949, 1957]. Traditionnellement, en thermodynamique, on entend par système à l'équilibre un système dont le potentiel thermodynamique est minimum (U est l'énergie interne, F l'énergie libre, G le potentiel isobare, etc.), à variables d'état (paramètres indépendants) du système constantes et à paramètres intensifs égaux dans les phases. Dans un tel système tous les processus naturels sont achevés et le système demeure invariable, inactif pour des variables d'état constantes dont

le nombre est égal à K+2 dans un système thermodynamique simple[1]. Une pareille notion liait forcément le concept d'équilibre à l'idée d'un système entièrement épuisé, "paralysé". Cette interprétation n'a pas seulement été le fait des thermodynamiciens : de là est née l'idée de "mort thermique de l'Univers" [Krichevskiy, 1962].

Cependant, il n'en va pas du tout de la sorte et D.S. Korzhinsky [1957] souligna pour la première fois que le concept d'équilibre définit sans ambiguïté l'interdépendance des paramètres du système et nullement leur comportement. En changeant quelque peu la formulation de D.S. Korzhinsky, on peut dire qu'un système est à l'équilibre quand son potentiel thermodynamique est minimum, l'état de ce système étant entièrement défini par les K+2 paramètres indépendants (variables d'état ou facteurs d'équilibre, ce sont là des désignations différentes des paramètres indépendants du système). Ceci étant, il est indifférent que ces facteurs soient constants ou qu'ils se retrouvent dans un processus de transformation. Ce qui est important, c'est qu'à chaque instant l'état général du système est défini par K+2 paramètres indépendants, de sorte que le système présente un minimum du potentiel thermodynamique. Autrement dit, la vitesse de relaxation du système doit être élevée par rapport à la vitesse de variation des variables d'état.

Il existe des preuves rigoureuses de l'équilibre total de l'état d'un système. C'est le strict respect de la règle des phases et de la loi de distribution des constituants entre phases conformément à l'égalité des potentiels chimiques des constituants au sein de ces phases. L'équation de la distribution de Nernst est une variante particulière de ces relations. Il est, de même, évident qu'à l'équilibre thermodynamique total le potentiel thermodynamique présente un minimum absolu, c'est-à-dire que, pour une composition chimique donnée du système, il n'existe aucune autre composition de phase qui présenterait un potentiel thermodynamique plus petit.

Dans les conditions naturelles, l'équilibre total est, bien entendu, un cas limite dont s'approchent de nombreuses métasomatites, particulièrement les métasomatites de haute température. D'autre part, des recherches minutieuses peuvent toujours mettre en évidence des cas de violation de l'équilibre total, sous forme de reliques de minéraux en voie de remplacement (violation de la loi des

[1] Rappelons que se rapportent aux systèmes thermodynamiques simples des systèmes dans lesquels s'effectuent seulement des processus thermiques, mécaniques et chimiques, mais dont sont absents les phénomènes électriques, magnétiques, etc. qui, au demeurant, peuvent également être caractérisés par des relations thermodynamiques similaires. Dans un système thermodynamique simple le nombre total de paramètres intensifs (f_{in}) et extensifs (f_{ex}) indépendants est égal à $f_{in} + f_{ex} = K + 2$.

phases), de cristaux zonés (violation de l'égalité des potentiels chimiques) et de quelques autres indices. Cependant, à quelque chose malheur est bon : ces écarts nous permettent de déchiffrer le mécanisme des réactions de remplacement métasomatique.

Les systèmes se trouvant à l'équilibre total sont déterminés, comme nous l'avons souligné, par K+2 paramètres indépendants. Pour les systèmes à phases hétérogènes, ceci n'est possible que dans les conditions où les paramètres intensifs dépendants ont été égalisés dans toutes les phases (les paramètres intensifs indépendants sont égaux dans l'ensemble du système pour les conditions de travail de celui-ci ou, comme on dit, dans les conditions d'existence du système dans le monde extérieur). En fonction du type thermodynamique du système métasomatique, ces conditions nécessaires superposées peuvent être diverses : dans un système isotherme-isobare une telle condition est l'égalité des potentiels chimiques des constituants dans les phases, dans les systèmes isothermes-isochores, outre l'égalité des potentiels chimiques, on doit respecter l'égalité des pressions dans les phases.

Cependant, la caractéristique des processus métasomatiques naturels est l'existence de conditions où la pression de la phase liquide, remplissant le volume des pores et les fissures dans les roches, est différente de (inférieure à) la pression exercée sur la trame solide de la roche. Dans ce cas, le système n'est plus entièrement à l'équilibre, puisqu'il s'y ajoute un paramètre indépendant, la pression de la phase liquide, le système étant alors défini par K+3 paramètres indépendants. Un tel système peut toutefois être stable aussi longtemps qu'on le veut si ces relations $P^S \neq P^F$ sont maintenues par les conditions d'existence du système et si celui-ci présente, dans cet état, un potentiel thermodynamique minimum. On convient d'appeler ce minimum un minimum relatif et de réserver le terme "absolu" à un système entièrement à l'équilibre avec K+2 variables d'état. C'est pourquoi il est plus commode d'appeler stables des états invariables quelconques à nombre de paramètres indépendants égal à $f_{in}+f_{ex} > K+2$ (si leur potentiel thermodynamique présente un minimum relatif) et de réserver la définition "équilibre ou équilibre total" aux systèmes à K+2 paramètres indépendants, présentant un minimum absolu du potentiel thermodynamique.

Les systèmes stables (avec $f_{in}+f_{ex} > K+2$) peuvent, tout comme les systèmes à l'équilibre total, se trouver dans un état d'équilibre local, si la relaxation des paramètres internes dépendants peut s'effectuer beaucoup plus rapidement que la variation des K+3 (ou éventuellement $f_{in}+f_{ex} > K+2$) paramètres indépendants externes. A tout instant le système présentera un minimum relatif du potentiel thermodynamique, c'est-à-dire une valeur minimum par rapport à tous les autres états de phase pour une composition donnée du système et pour les K+3 (ou

$f_{in}+f_{ex}$ > K+2) paramètres indépendants donnés. Remarquons par anticipation que l'équilibre local dans un système stable à K+3 paramètres indépendants est le modèle thermodynamique qui prévaut dans les systèmes métasomatiques naturels[2].

Les types thermodynamiques de systèmes métasomatiques

Les systèmes naturels se rapportent à un type particulier de systèmes thermodynamiques à constituants parfaitement mobiles (systèmes à CPM). La découverte d'un modèle thermodynamique pour les systèmes naturels – une éminente contribution aux sciences naturelles – est due à D.S. Korzhinsky [1936, 1940, 1950, 1957]. L'existence dans la nature d'un type propre de systèmes thermodynamiques se traduit par une loi géochimique générale, appelée "principe de mobilité différentielle des constituants". Cette loi a une portée des plus générales, caractérisant le comportement de la matière au cours de tout processus naturel : formation de minéraux, roches et minerais, processus de métamorphisme, métasomatisme, magmatisme et minéralisation.

Selon le principe de mobilité différentielle des constituants, dans tout processus géochimique les constituants qui y participent se comportent qualitativement de manière différente : les uns se comportent de façon inerte, les paramètres extensifs de ceux-ci étant indépendants (masse des constituants, teneur ou quantité de ceux-ci au sein du système) ; les autres se comportent de façon parfaitement mobile, les paramètres intensifs de ceux-ci étant indépendants (potentiels chimiques, activités, concentrations, etc. des constituants). Cela signifie que l'équilibre des minéraux (et, en général, des phases) du système et les modifications des phases dépendent non seulement de la température et de la pression, mais aussi des potentiels chimiques des constituants parfaitement mobiles, tandis que le nombre de phases est déterminé par le nombre de constituants inertes (et des autres paramètres extensifs du système, tels que volume et entropie).

Il faut souligner ici que c'est justement dans les formations métasomatiques que le principe de mobilité différentielle des constituants est mis en évidence de la façon la plus éclatante et est le mieux mis en relief. Le principe bien connu ou, si

[2] Dans les définitions citées ci dessus – la relaxation doit se faire beaucoup "plus rapidement" – le terme "plus rapidement" est une notion "peu thermodynamique". A la limite, "beaucoup plus rapidement" équivaut à instantanément, ce qui n'existe pas dans la nature. "Plus rapidement" signifie que l'ensemble des méthodes qui nous sont accessibles ne nous permettent pas de déceler d'écart par rapport aux critères d'équilibre ou que nous pouvons négliger de faibles écarts.

l'on veut, la loi générale du métasomatisme consiste dans la réduction du nombre de minéraux au sein des métasomatites à mesure de l'intensification de l'altération métasomatique ; elle est conditionnée par la modification du régime thermodynamique des constituants, par le passage de leur état inerte à l'état parfaitement mobile. Nous examinerons plus en détail, au chapitre 3, cette loi générale se trouvant à la base de la zonalité métasomatique.

La définition de la métasomatose implique la condition de constance du volume du système, plus précisément, la condition d'indépendance du volume par rapport aux processus se déroulant au sein du système. C'est pourquoi, le type le plus général de système métasomatique est un système à volume et température constants et à constituants parfaitement mobiles. Dans les processus de diffusion, où le moteur du transport de matière est la différence des potentiels chimiques des constituants, le potentiel thermodynamique est de la forme:

$$F_{m(dif)} = f\,(T, V, m_a \ldots m_i, \mu_j \ldots \mu_k)$$

$$F_m = -\,pV + \Sigma\mu_a \cdot m_a \text{ (forme intégrale)} \qquad (2.1)$$

$$dF_{m(dif)} = -\,SdT - pdV + \Sigma\mu_a \cdot dm_a - \Sigma m_j \cdot d\mu_j - \delta Q_i = 0 \qquad (2.2)$$

(forme différentielle)

où $m_a \ldots m_i$ sont les masses des constituants inertes, $\mu_j \ldots\ \mu_k$ les potentiels chimiques des constituants parfaitement mobiles, δQ_i la chaleur non compensée, expression généralisée des processus irréversibles au sein du système. La condition d'équilibre de tels systèmes est :

$$F_m = \min,\ dF_m = 0 \text{ et } d^2F_m > 0 \qquad (2.3)$$

La condition nécessaire supplémentaire est l'égalité dans les phases des variables intensives dépendantes :

$$p^A = p^B = \ldots\ldots = p^F$$
$$\mu^{A_a} = \mu^{B_a} = \ldots\ldots = \mu^{F_a} \qquad (2.4)$$
$$\mu^{A_i} = \mu^{B_i} = \ldots\ldots = \mu^{F_i}$$

Loi des phases dans un système isotherme-isochore (à CPM) :

$$n_{T,V,M} = f_{in} = K + 2 - f_{ex} = K_i + 1 - r \qquad (2.5)$$

Dans les processus métasomatiques d'infiltration le transport de matière s'effectue par l'écoulement des solutions et fluides, aussi est-ce la concentration ou l'activité du constituant parfaitement mobile qui en constitue le paramètre indépendant :

$$F_{m(inf)} = f\,(T, V, m_a \ldots m_i, C_j \ldots C_k)$$

$$F_m = -\,pV + \Sigma\mu_a \cdot m_a \text{ (forme intégrale)}$$

$$dF_{m(inf)} = – SdT – pdV + \Sigma\mu_a{\cdot}dm_a –\Sigma\mu_j{\cdot}dC_j – \delta Q_i = 0 \quad (2.6)$$
(forme différentielle)

ou, pour une solution non-idéale :

$$dF_{m(inf)} = – SdT – pdV + \Sigma\mu_a{\cdot}dm_a – \Sigma\mu_j{\cdot}da_j – \delta Q_i = 0 \quad (2.7)$$

où a...i sont les constituants inertes, j….k, les constituants parfaitement mobiles, les conditions d'équilibre, les mêmes qu'en (2.3), a_j, l'activité du $j^{ème}$ constituant, mais remarquons que les concentrations des constituants ne se trouvent pas être des paramètres thermodynamiques canoniques : dm est lié à dC multiplié par RT/C.

La différence de principe entre la métasomatose de diffusion et la métasomatose d'infiltration réside dans le fait que, dans le cas de la métasomatose de diffusion, le transport de matière peut seulement s'effectuer en direction du constituant de plus petit potentiel chimique. Dans le transport de matière par infiltration, il n'y a pas de restriction à la direction du flux de matière (y compris apport de matière par des solutions sous-saturées).

Dans les processus métasomatiques s'effectuant avec conservation de volume (ou d'une manière plus précise, à volume indépendant), il est habituel d'avoir affaire à une situation où la pression sur la trame solide de la roche se trouve être plus grande que la pression de la phase liquide ou de la phase fluide. Dans un tel cas, ainsi que nous l'avons mentionné plus haut, le système comporte déjà K+3 variables indépendantes :

$$F_{m(dif)} = f\,(T, V, p_F, m_a…m_i, \mu_j... \mu_k)$$

et

$$F_{m(inf)} = f\,(T, V, p_F, m_a…m_i, C_j...C_k)$$

D'où, respectivement :

$$dF_{m(dif)} = – SdT – p^SdV^S + V^Fdp^F + \Sigma\mu_a{\cdot}dm_a – \Sigma m_j{\cdot}d\mu_j – \delta Q_i = 0 \quad (2.8.)$$

et

$$dF_{m(inf)} = – SdT – p^SdV^S + V^Fdp^F + \sum\mu_a{\cdot}dm_a – \sum\mu_j{\cdot}dC_j – \delta Q_i = 0 \quad (2.9)$$

où l'indice S indique les phases solides, F, la solution fluide.

Remarquons que les systèmes où la pression est inégale dans la phase solide et dans la solution, sont très largement répandus dans la nature ; les particularités des processus d'équilibre et des processus dynamiques dans ces systèmes sont d'une importance déterminante pour la compréhension des processus de métasomatisme et de minéralisation.

Hormis les systèmes isothermes-isochores à CPM, certains processus méta-somatiques s'effectuent dans des conditions isothermes-isobares. Les processus métasomatiques isothermes-isobares se présentent dans les zones externes

d’auréoles métasomatiques, qui sont en contact avec des auréoles métamorphiques et font transition à celles-ci. Ils se distinguent par un apport et un départ de matière de peu d'importance, compensant facilement une modification de volume peu sensible des roches affectées. Dans celles-ci les variables d'état et les potentiels thermodynamiques prennent respectivement la forme :

$G_{m(dif)} = f(T, p, m_a \ldots m_i, \mu_j \ldots \mu_k)$

et

$G_{m(inf)} = f(T, p, m_a \ldots m_i, C_j \ldots C_k)$

$$G_m = \Sigma\mu_a \cdot m_a \quad (2.10)$$

$$dGm(dif) = -SdT + Vdp + \Sigma\mu a \cdot dma - \Sigma\mu j \cdot dmj - \delta Qi = 0 \quad (2.11)$$

$$dGm(inf) = -SdT + Vdp + \Sigma\mu a \cdot dma - \Sigma\mu j \cdot dCj - \delta Qi = 0 \quad (2.12)$$

Les conditions d'équilibre G_m = min, $dG = 0$ et $d^2G_m > 0$ d'un système hétérogène sont réalisées s’il y a obligatoirement égalité des potentiels chimiques des constituants inertes dans les phases.

Loi des phases : $n_{T,p,m} = f_{in} = K + 2 - f_{ex} = K_i - r$ (2.13)

Pour des conditions isothermes-isobares, il peut se présenter des cas où la pression dans les phases solides est différente de la pression dans la phase liquide. Les roches se trouvent, par exemple, sous charge lithostatique, la phase liquide sous pression hydrostatique, c'est-à-dire $p^F \leq 0{,}37\ p^S$. Dans un cas pareil, les équations (2.11) et (2.12) font apparaître un terme de plus $+V^F dp^F$ et le système sera stable pour K + 3 paramètres indépendants donnés. Il est cependant plus commode de recourir à une expression plus générale de l'état d'une solution parfaitement mobile par l'intermédiaire des potentiels chimiques $\left(-\mu_{H_2O}\ d\mu_{H_2O}\right)$ ou des activités $\left(-a_{H_2O}\ RT\ d\ln a_{H_2O}\right)$ de la phase aqueuse et des constituants qui y sont dissous.

2.2. Équilibre solution–roche lors du métasomatisme

Pression de la solution et des phases minérales du système

Dans des conditions naturelles il s'établit différentes relations entre la pression dans la phase liquide : solution, fluide, et la pression dans les phases solides : minéraux (pression de cristallisation des minéraux). Par pression de cristallisation, on entend communément la pression exercée sur le milieu extérieur par le minéral lors de sa cristallisation à partir de la solution (ou, au contraire, la pression exercée par le milieu solide sur le minéral en voie de croissance).

Dans les horizons supérieurs de la croûte terrestre, on prend d'habitude la pression lithostatique des roches et la pression hydrostatique de la solution aqueuse. La densité moyenne des roches sédimentaires et des roches faiblement métamorphiques est d'environ 2600 mg/cm^3, celle de l'eau, 1000 mg/cm^3, leur rapport valant alors $p^F = 0{,}385\ p^S$. La pression hydrostatique déterminée par ce rapport suppose l'existence d'une colonne verticale ininterrompue de solution, mais c'est un cas qui se rencontre rarement dans le voisinage des conditions de surface.

On a le plus communément affaire à un rapport $p^S > p^F$, variant largement dans des limites $p^S \geq p^F \geq 0{,}385\ p^S$ en fonction de la profondeur, de la source des solutions, de la perméabilité des roches et autres paramètres physiques. La figure 2.1 illustre les conditions habituelles existant dans la nature dans un diagramme profondeur (p^S) – pression de la solution interstitielle (p^F) d'après des mesures de la pression des eaux intraformationnelles et des T-P d'homogé néisation des inclusions. La profondeur a été évaluée sur base de données géologiques.

Un cas limite se présente quand il y a égalité des pressions dans la phase fluide et dans la phase solide $p^F = p^S$. Ces conditions sont réalisées lors de la cristallisation de la solution en présence d'un volume libre, dans des cavités et fissures, dans des réservoirs superficiels ou, au contraire, aux hautes T et P, en présence d'un excédent de solution, quand la pression de celle-ci assure l'égalité des pressions dans toutes les phases (par exemple, dans des appareils à paramètres élevés sous pression de vapeur d'eau).

On connaît des situations où l'on parle d'effet "d'autoclave", quand la pression de la solution est supérieure à celle du milieu ambiant. Cependant, il faut, en premier lieu, ne pas perdre de vue qu'il s'agit, dans l'ensemble, d'un état métastable du système qui est maintenu grâce à la résistance d'une enceinte étanche. Les éruptions et éjections volcaniques, les geysers et autres phénomènes mettent en évidence la tendance des systèmes à évoluer vers un état stable. Et, en second lieu, il est important de se rappeler que, jusqu'à destruction de l'état métastable, la pression sur les phases solides à l'intérieur de l'enceinte est égale à la pression de la phase fluide.

Le rapport existant entre les pressions exercées sur les minéraux et sur la phase fluide est directement lié à la concentration des constituants de la solution. Prenons pour simplifier un minéral K à constituant unique croissant dans un volume V. On tire de l'expression (2.8) par différentiation croisée :

$$(\partial p/\partial \mu_k)_V = (\partial m_k/\partial V)\ \mu_k$$

et, en passant aux dérivées totales et aux accroissements finaux (l'ensemble des autres paramètres restant constants), nous obtenons :

$$dp = \Delta m_k/\Delta V \times d\mu_k = d_k \text{ RT dln } a_k \quad (2.14)$$

et pour une solution idéale :

$$dp = d_k \text{ RT dln } C_k \quad (2.15)$$

en intégrant entre les limites p^k et p^F, respectivement, C_k $C°_k$, nous obtenons :

$$p^k - p^F = d_k \text{ RT ln } C_k/C°_k \quad (2.16)$$

où p^F est la pression sur la phase fluide dans le volume libre (plus précisément, pour $p^F = p^S$), $C°_k$, la concentration de saturation en constituant K de la solution pour une pression de la solution ($p^S = p^F$), p^k, la pression sur la phase solide, C_k, la concentration du constituant K, correspondant à l'équilibre avec le minéral K à la pression p^k, d_k, la densité molaire du minéral.

Les relations obtenues permettent de tirer une conclusion très importante. Lorsque la pression sur la phase solide croît, p^F restant indépendant, c'est-à-dire $p^k > p^F$, la concentration du constituant K dans la solution devient plus élevée que la concentration de saturation ($C°_k$, quand $p = p^F$). Autrement dit, dans des circonstances habituelles pour la métasomatose ($p^k > p^F$), les solutions engendrant celle-ci sont sursaturées. Cela signifie que les solutions "métasomatisantes" s'infiltrant dans les vides et fissures (ou dans les minéraux à solubilisation rapide), les remplissent (ou les remplacent) aussitôt, jusqu'à ce qu'apparaissent des conditions de stabilité $p^k > p^F$.

Pour les minéraux à plusieurs constituants on somme les parties de droite de l'équation ; on obtient:

$$dp = \Sigma\Delta m_k/\Delta V \cdot d\mu_k = d_k \cdot RT \cdot \text{dln } a_a \ldots a_k \cong d_k \cdot RT \cdot \text{dln } C_a \ldots C_k = d_k \cdot RT \cdot \text{dln}\Pi \quad (2.17)$$

où Π est le produit de solubilité. En intégrant, nous obtenons :

$$p^k - p^F = d_k \cdot RT \cdot \ln \Pi/\Pi° \quad (2.18)$$

On en tire les mêmes relations : la pression de cristallisation d'un minéral dépend du degré de sursaturation de la solution en constituants correspondants, et vice-versa. Dans le cas général de la métasomatose ($p^k > p^F$), les solutions se trouvant en équilibre avec les roches encaissantes sont sursaturées, si, comme nous l'avons déterminé, elles sont saturées dans les conditions $p^S = p^F$. L'influence dans la métasomatose des solutions sursaturées constitue une des particularités les plus importantes des processus métasomatiques. C'est ainsi que se définit, en particulier, la loi du volume constant de Lindgren.

Examinons un exemple démonstratif de formation de minéraux dans les conditions où la pression sur la phase solide n'est pas égale à celle de la phase liquide. Soit une certaine cavité de volume V, partiellement remplie d'une solution (p^F) issue des roches encaissantes, se trouvant sous une pression plus

élevée que celle qui règne dans la cavité ($p^S > p^F$) ; il y pénètre une solution à constituants parfaitement mobiles, j, h et k, avec des concentrations telles que $C_k/C°_k > C_h/C°_h > C_j/C°_j$. Considérons, pour simplifier, que les constituants parfaitement mobiles forment leurs propres minéraux à un seul constituant, J, H, K. A l'équilibre, F = – pV = min et r = f_{ex} = 1, et la cavité doit être remplie par un seul minéral, présentant la pression de cristallisation la plus élevée et composé du constituant présentant le plus haut degré de sursaturation de la solution (équation 2.16). Cependant, le mécanisme de ce processus s'effectue en plusieurs étapes. Examinons celui-ci de manière plus détaillée, en recourant au diagramme (fig. 2.2) pression (de cristallisation et de la solution) – volume (section de celui-ci, bien entendu). Lors de la pénétration de la solution dans la cavité libre, celle-ci se trouve être sursaturée par rapport à tous les constituants (j, h, k), et il y aura, au départ de la solution, cristallisation (le long de la limite0/I) de tous les minéraux qui la sursaturent en quantité correspondant à leur degré de sursaturation K > H > J. A mesure qu'une partie de la cavité (comme le montre la fig. 2.2) ou l'ensemble de celle-ci se remplit de minéraux, la pression augmente et excède $p^I = d_J$ RT ln C_j, puisque sur le minéral J s'exerceront des pressions de cristallisation p^k et p^h plus élevées. Il y aura remplacement du minéral J par les minéraux H et K en quantités proportionnelles à la sursaturation de la solution. Il en résulte la formation d'une zone II, composée des minéraux K et H à la pression p^{II}, légèrement supérieure à la pression p^H, puisque p^K présente une pression de cristallisation supérieure à p^H, mais qui est, dans cette zone, inférieure à p^K (zone III), comme suite à la précipitation du constituant H, remplaçant le constituant J. Finalement, à la limite II/III, a lieu le remplacement intégral du minéral H et la zone arrière étant en équilibre sera composée du seul minéral K, développant la pression de cristallisation la plus élevée $p^K - p^F = d_k \cdot RT \cdot \ln C_k/C°_k$. Remarquons que l'augmentation de p^H jusque p^{II} dans la zone II est également liée au départ du constituant h de la zone III. Telles sont les particularités du remplissage de cavités et fissures par métasomatose pour laquelle $p^S > p^F$ est la condition habituelle. Notons quelques conséquences importantes.

En premier lieu, les solutions sursaturées assurent la conservation de l'état solide de la roche dans son intégralité lors de la métasomatose (loi de conservation du volume) : les cavités, se créant lors de la dissolution, ainsi que les fissures, se remplissent aussitôt de minéraux sursaturant la solution.

En second lieu, les cavités et fissures qui ont été remplies de minéraux de la solution, subissent une "autométasomatose", les minéraux précipités étant à leur tour remplacés par d'autres minéraux précipités développant une pression de cristallisation plus élevée jusqu'à obtention de formations monominérales composées de constituants sursaturant la solution au plus haut degré.

En troisième lieu, la croissance de gros cristaux favorise la réduction d'énergie libre du système. A partir de F = – pV, où p = F/q, c’est-à-dire que la pression est la force (F) exercée par la solution sur la surface (q) du minéral, on voit immédiatement, que ce sont les plus gros cristaux qui, du point de vue thermodynamique, sont privilégiés, toutes autres conditions étant égales d’ailleurs. Un examen plus détaillé de cette question exige le recours à des données complémentaires portant sur l'énergie de surface des cristaux, la façon dont elle dépend de la dimension des grains, l'étude du lien entre la taille des cristaux et le degré de sursaturation et autres paramètres cinétiques. Signalons ici une particularité naturelle remarquable, la croissance de gros cristaux au cours d'un processus de dissolution d'agrégats minéraux : des druses extraordinaires contenant des gemmes se mettent à grandir au cours d'un processus de dissolution, lorsque les solutions se trouvent sous-saturées par rapport aux cristaux ténus et légèrement sursaturées par rapport aux gros cristaux, dont les faces continuent alors de croître.

Pression de cristallisation et tension superficielle lors du métasomatisme

La pression que les cristaux sont capables de développer au cours de leur croissance dans les processus métasomatiques est un facteur essentiel. D.S. Korzhinsky a considéré la pression de cristallisation comme la cause de la "prédisposition" des roches métasomatiques à former des structures mono-minérales. La pression, en tant que paramètre intensif, doit, à l'équilibre, s'égaliser dans l'ensemble du système. Par conséquent, dans les systèmes iso-bares, la pression de cristallisation doit, en principe, être égale à la pression totale et ne pas être différente pour différents minéraux. Les processus métasomatiques se développent souvent à volume constant. Si, dans un tel système isochore, il s'effectue une réaction dans laquelle le volume des minéraux néoformés est plus petit que le volume de l'association minérale initiale, il est possible d'avoir affaire à trois cas.

1. Contraction métasomatique ou retrait sous l'action d'une pression extérieure exercée par les roches encaissantes [Korzhinsky, 1993_2] comme, par exemple, dans la formation de plagioclasites à corindon.
2. Accroissement de la porosité, apparition de géodes.
3. Le cas le plus courant est l'apparition d'un minéral additionnel, remplissant le volume libéré, par exemple, cristallisation de calcite en même temps que la phlogopite dans des corps métasomatiques complexes de gisements à phlogopite. Dans tous ces cas, une réduction de la pression de cristallisation au cours des processus de formation de minéraux est compensée soit (1) par

remplacement des roches encaissantes avec passage à un processus isobare ; soit (2) par formation de cavités ; soit (3) par dépôt d'un minéral additionnel en même temps que le dégagement d'un volume libre et passage à un système isobare, comme au cas (1).

Si le volume des produits de la réaction est supérieur au volume de départ, il se développe une pression de cristallisation, excédant la pression extérieure. Ceci est lié à une forte limitation du volume du système. Nous allons examiner, dans le cas du système eau–glace, l'importance de la conservation du volume, c'est-à-dire du caractère isochore du système, dans le développement de la pression de cristallisation. Dans des conditions isobares, l'eau contenue dans une enceinte ouverte se solidifie sous une pression de ~1 atm, égale à la pression de cristallisation. Dans des conditions isochores, par exemple, dans une cavité remplie d'eau située en dessous du revêtement d'une chaussée, la glace développe par congélation une pression suffisante pour détruire celui-ci et soulever l'asphalte. Dans une enceinte rigide contenant de l'eau à une température de –20° C, la glace exerce une pression énorme d'environ 5 kb (il y a de violents séismes qui sont dus à l'accumulation de pressions de 0,5 kb, c'est-à-dire d'un ordre de grandeur inférieures). Ou bien l'enceinte ne résiste pas à une telle pression et elle cède, ou bien elle conserve le volume initial, l'eau et la glace coexistant à pression plus élevée.

L'énergie interne totale (U) d'un système simple s'exprime comme somme de l'énergie thermique TS, de l'énergie mécanique (travail) PV agissant sur ce système et de l'énergie chimique : $U = TS - PV + \Sigma\mu m$, où T est la température absolue, S l'entropie du système, P la pression, V le volume, μ les potentiels chimiques des constituants ; m les quantités molaires des constituants indépendants correspondants du système.

L'énergie libre de Gibbs (G) ou potentiel isotherme-isobare constitue la seule énergie "chimique" du système $G = U - TS + PV = \Sigma\mu m$; celle-ci est la grandeur la plus importante pour notre objet, de sorte que G est notamment donné dans les tables des manuels [Robie *et al.*, 1978]. Le potentiel isotherme-isochore ou "énergie libre de Helmholtz" est donné par :

$$F = U - TS \text{ ; ou } F - G = - PV \text{ ; d'où } F = - PV + \Sigma\mu m.$$

Passant ensuite aux systèmes ouverts, c'est-à-dire aux systèmes à constituants inertes et parfaitement mobiles, nous définissons l'expression du potentiel isotherme-isochore de Korzhinsky F° :

$$F° = F + \mu_a m_a + \ldots + \mu_e m_e,$$

où a,...,e sont les constituants inertes i [Korzhinsky, 1977]. Alors, en exprimant F à partir de $G = \Sigma\mu m$, nous obtenons :

$F° = G – PV_{TB} –\mu_f m_f –…–\mu_k m_k$,
où f,…,k sont les constituants parfaitement mobiles. Le sens physique d'un tel système répandu dans la nature réside dans la limitation du volume des phases solides lors de la libre infiltration de solutions à travers la frontière de ce volume, pour des potentiels chimiques des constituants parfaitement mobiles donnés extérieurement et égaux dans toutes les parties du système (la réaction chimique s'effectue plus lentement que le transport des constituants parfaitement mobiles).

Dans des conditions d'équilibre la variation de l'énergie libre est dF° = 0. Cela ouvre la voie au calcul de la pression dans un système isochore, à température donnée. Considérons l'exemple concret de la formation de titanite à la place d'une association de quartz et de rutile, le calcium ayant un comportement parfaitement mobile dans la solution infiltrée à 800 K (526,8° C).

$SiO_2 + TiO_2 + [CaO] = CaTiSiO_5$
G^{800} de la réaction = $G^{800}{}_{tit} – G^{800}{}_{qtz} – G^{800}{}_{rut}$ = –109,983 kJ/mol [Robie *et al*., 1978]
$\mu_{CaO} = G_{CaO} + RT \ln a_{CaO}$ = 0,0083143 kJ/mol ; ln (a_{CaO}) est le logarithme naturel de l'activité chimique du CaO. Si, par commodité, on l'exprime sous forme de logarithme décimal, on obtient :
$\mu_{CaO}n_{CaO} = 0 + 0{,}0083143\ r^{800} \lg a_{CaO} = \lg a_{CaO}$ kJ/mol 0,4343
$V_{TB} = V_{tit} – V_{qtz} – V_{rut}$ = 5,565 – 2,2688 – 1,882 = 1,4142 kJ/kb·mol.
Donc, $p = G_{CaO} – 1\mu_{CaO}$ = (–109,983 – 15,315 a_{CaO}) kJ/mol =
107,207 – 1,4142 kJ/mol.

Pour une pression de 1 bar, l'activité du CaO à l'équilibre est de $10^{-7,18}$. Si donc l'activité du CaO est légèrement plus élevée, disons 10^{-7}, la pression de cristallisation de la titanite dans un système isochore prend la valeur gigantesque de 1,963 kb. Le modèle d'un tel système peut être représenté, par exemple, par une série de quartzite, à travers laquelle circule un fluide interstitiel où l'activité du CaO est de 10^{-7}. Cette activité est insuffisante pour la formation de silicates de calcium (par exemple, wollastonite pour T = 800 K et 1 bar, $a_{CaO} = 10^{-6}$), mais plus élevée que nécessaire pour la formation d'anorthite dans l'association quartz + sillimanite ($a_{CaO} = 10^{-8,61}$). Soit une portion de quartzite contenant des inclusions de rutile. Le fluide, en rencontrant cette partie (barrière géochimique) commence à cristalliser de la titanite en développant une énorme pression de cristallisation. Cette pression augmente brusquement la solubilité du quartz et du rutile, ce qui va dégager du volume pour la titanite jusqu'à disparition totale de l'un d'entre eux. Il peut aussi y avoir un autre scénario : la roche encaissante ne résiste pas à l'énorme pression, se déforme ou se déplace, permettant ainsi au système d'augmenter de volume et à une réaction de s'y produire en y faisant

tomber la pression. Il peut aussi y avoir déroulement concomitant d'une détente et d'une dissolution.

Dans les systèmes métasomatiques isochores il se produit aisément une dissolution de minéraux qui sont stables, mais donnent lieu à une pression de cristallisation moindre, libérant du volume pour des minéraux à pression de cristallisation plus élevée. Ce mécanisme s'effectue lors de la mise en place d'une zonalité avec tendance à former des monominéraux dans la zone d'arrière. Dans les systèmes fermés ne donnant lieu à aucun échange chimique avec le milieu, la condition de constance du volume ne conduit pas à une diminution quantitative des phases coexistantes. Tels sont, par exemple, les filons métamorphogènes alpins de remplissage de fissures fermées, prenant naissance en l'absence d'une circulation intensive de fluides et d'un transport de masse.

En termes de pression de cristallisation on peut envisager de nombreuses formations de symplectites, réseaux et autres enchevêtrements réguliers et irréguliers de cristaux. Dans un volume de roche limité une variation des conditions extérieures peut faire en sorte qu'un nouveau minéral se mette à cristalliser. Ce volume est toutefois déjà rempli de minéraux de première génération. Si ce nouveau minéral présente une pression de cristallisation surpassant la pression d'un des minéraux existants, ce dernier commencera à être remplacé par le nouveau, indépendamment de la question de savoir si ces minéraux ont des constituants communs. Ce sont souvent des enchevêtrements aciculaires (par exemple, rutile sagénite dans le quartz, aiguilles de ludwigite dans la calcite, aiguilles d'amphibole dans le quartz, fibres de fibrolite dans le quartz, etc.). L'apparition d'un germe du nouveau minéral dans les pores donne lieu à des tensions locales au sein du minéral hôte, une dissolution locale de celui-ci, un dégagement de volume pour le nouveau minéral. Dans certaines conditions il peut, en principe, exister entre faces différentes de cristaux une pression quelque peu différente. Cette différence suffit, toutefois, pour permettre aux faces soumises à pression élevée de "crever" le cristal hôte du fait de leur croissance rapide. Si dans la composition d'un minéral néoformé il y a des constituants inertes, faisant défaut dans le minéral hôte et s'étant libérés par suite des réactions liées à la variation des conditions, un pareil remplacement peut être limité avec conservation du minéral hôte (comme dans la sagénite), en fonction de la teneur de la roche en constituant inerte. En présence d'un constituant inerte commun, le remplacement peut même être partiel, si le minéral hôte n'en contient pas une quantité suffisante pour donner lieu à remplacement intégral.

Une question proche de celles qui a trait à la pression de cristallisation est l'influence de la tension superficielle. Dans des substances solides la tension

superficielle est due aux forces d'attraction entre atomes du réseau cristallin entravant l'évasion de ceux-ci de la surface du cristal. En principe, la tension superficielle η peut être légèrement différente pour différentes faces du cristal ; elle dépend aussi de la température. Elle se mesure en J/cm^2. Pour des combinaisons peu compactes et facilement solubles, par exemple NaCl (face {100}), on a à 200° C $\eta = 1{,}5 \times 10^{-5}$ J/cm^2. Pour des assemblages compacts, par exemple diamant (face {111}), $\eta = 114 \times 10^{-5}$ J/cm^2. Il est clair que la plupart des minéraux se trouvent dans cette fourchette. Au sens physique la tension superficielle est l'énergie dissipée dans la formation de la surface du minéral. Ainsi, pour briser un cristal de halite d'un cm de côté en cubes de 0,01cm de côté (surface 600 cm^2) il faut dépenser une énergie de $(1{,}5 \times 10^{-5} \times 594)$ J/cm^2. Mais si, à partir de ces petits cristaux, il se forme un cristal élémentaire, l'énergie globale diminue de cette valeur, c'est-à-dire qu'un processus de grossissement des cristaux a lieu spontanément avec dégagement d'énergie. La tension superficielle peut s'exprimer comme une surpression (ΔP) s’exerçant sur la phase solide. Par exemple, des grains de diamant d'une dimension de 1 μm se trouvent sous une pression additionnelle de $114 \times 10^{-4} \times 0{,}001 = 1140$ bars par rapport à un cristal d'un centimètre. Si pour des cristaux centimétriques la pression de cristallisation est égale à la pression extérieure du système, de petits cristaux se trouvent sous une pression (P + ΔP) d'autant plus élevée que les grains du minéral sont petits. Pour des grains à l'échelle du micromètre la grandeur ΔP peut être suffisamment élevée, de l'ordre d'un bar à des centaines de bars, pour ne pas exercer une influence sensible sur l'équilibre. Si de gros cristaux d'un système se trouvant à l'équilibre sont en équilibre avec la solution, de petits cristaux se trouvent en déséquilibre à cause de la surpression due à la tension superficielle. Dans ces conditions, il pourra donc y avoir dans un système fermé une recristallisation spontanée, une croissance de gros cristaux et une dissolution des petits. Dans un système ouvert isochore, il peut apparaître une situation où les gros cristaux présentent une pression de cristallisation plus élevée que nécessaire pour obtenir l'équilibre, alors que les petits cristaux présentent une pression de cristallisation négative, c'est-à-dire qu'ils doivent se dissoudre. De sorte que le départ de matière dissoute peut l’emporter sur la précipitation de celle-ci sous forme de gros cristaux, c'est-à-dire qu'il y a croissance de gros cristaux sur fond de départ général de matière. C'est par un tel mécanisme que D.S. Korzhinsky a notamment expliqué la croissance de gros cristaux sur les parois des cavités de dissolution au sein de pegmatites. C'est apparemment de cette façon que se forment dans les roches à diopside-phlogopite des filons et géodes remplis de calcite à cristaux gigantesques de phlogopite et diopside [Pertsev & Kulakovskiy, 1988]. Le grossissement des cristaux le long du trajet des fluides, tout comme la recristallisation métamorphique (différenciation), est principalement provoquée par la différence existant entre les pressions exercées sur les petits grains et les gros.

Particularités des solutions en milieu microporeux et microfissuré

Ainsi que nous l'avons mentionné à maintes reprises, les processus métasomatiques sont mis en œuvre par des solutions que contiennent des pores et fissures minuscules. La porosité générale effective et l'existence de microfissures au sein des roches éruptives et métamorphiques massives est de l'ordre de 0,2–1,2 %, rarement 1,5 %. Il est essentiel d'évaluer les dimensions maximales et minimales des conduits poreux "agissants" lors de processus métasomatiques. De nombreuses mesures de perméabilité des roches massives [Shmonov *et al.*, 1995 ; Shmonov & Vitovtova, 1992 ; L'expérimentation dans la solution des questions actuelles en géologie, 1986 ; Zharikov *et al.*, 1990, 1993, etc.] ont amené à admettre que les dimensions des conduits poreux effectifs sont de quelques centaines ou milliers d'ångströms (n·0,01-0,1 μm) et celles des microfissures, de quelques dizaines ou centaines de milliers d'ångströms (quelques micromètres ou dizaines de micromètres). D. Norton et R. Knapp [Norton & Knapp, 1997] donnent des dimensions similaires, appelant de même les premières des pores, les secondes des microfissures. Les expériences portant sur la détermination de la perméabilité à des températures élevées [Zaraïsky & Balashov, 1995] montrent que, par suite de l'anisotropie de la décontraction thermique des roches, leur perméabilité augmente en moyenne d'un ordre de grandeur (fig. 2.3).

Une autre façon d'estimer les dimensions effectives des conduits poreux peut être basée sur l'équilibre dynamique de la précipitation de minéraux à partir de solutions sursaturées comme conséquence de $p^S > p^F$ et contrairement au processus direct de dissolution comme conséquence de la concentration élevée des solutions se trouvant en équilibre avec la surface finement divisée. Ces relations sont déterminées par l'équation :

$$q \cdot dG + m_k \cdot d\mu_k \qquad (2.19)$$

$$-dG = m_k/q \cdot d\mu_k = \Gamma \cdot d\mu_k \qquad (2.20)$$

où Γ est le coefficient d'adsorption de Gibbs, donnant l'excédent du nombre de moles dans le volume de la couche superficielle. Il en est respectivement de même pour les Γ d'une solution à plusieurs constituants.

C'est un intérêt particulier que présente le comportement des solutions dans les milieux ultraporeux dont les pores ont une dimension de l'ordre du μm. Nous

avons déjà remarqué que, dans ces conditions [Jarikov, 1976 ; Jarikov, 1995], les solutions et les constituants qui les composent se comporteront autrement que dans un volume de solution libre. En dépit de l'actualité extrême de cette question dans les problèmes directs et inverses portant sur la formation des minéraux et la minéralisation, les recherches expérimentales ont été rares par le passé [Shmonov *et al.*, 1984 ; Belonozhko & Shmulovich, 1986, 1987 ; Balashov, 1992]. La figure 2.4 illustre la distribution de la fraction molaire de dioxyde de carbone entre l'espace ultraporeux et le volume libre de la solution $\left(x^V_{CO_2}\right)$ d'après des données expérimentales et calculées. A partir de l'égalité des potentiels chimiques des constituants, on obtient :

$$\mu^P_{CO_2} = \mu^V_{CO_2} \quad (2.21)$$

$$x^P_{CO_2} \cdot \gamma^P_{CO_2} = x^V_{CO_2} \cdot \gamma^V_{CO_2} \quad (2.22)$$

et de la même façon pour l'eau :

$$\mu^P_{H_2O} = \mu^V_{H_2O} \quad (2.23)$$

$$x^P_{H_2O} \cdot \gamma^P_{H_2O} = x^V_{H_2O} \cdot \gamma^V_{H_2O} \quad (2.24)$$

On voit aisément que pour des pressions élevées, on a respectivement $x^V_{CO_2} > x^P_{CO_2}$ et $x^V_{H_2O} < x^P_{H_2O}$ dans un rapport allant de 1,5 à 4 (en fonction de T, P et dimensions de pores). En vertu de la forte dépendance de $\gamma^P_{CO_2}$ et $\gamma^P_{H_2O}$ dans les solutions interstitielles, les activités des constituants et, avant tout celles de l'eau et du dioxyde de carbone, déterminées dans les équilibres minéraux, peuvent différer sensiblement des concentrations réelles de ces constituants dans un milieu microporeux. Dans l'exemple considéré (dont l'importance est fondamentale aux paramètres élevés), quand $\gamma^P_{CO_2} > 1 > \gamma^P_{H_2O}$, la fraction molaire de l'eau dans la solution microporeuse sera beaucoup plus élevée et la fraction molaire du dioxyde de carbone sensiblement plus basse que les valeurs que nous avons estimées dans les équilibres minéraux. Le manque de considération dont ont pâti les propriétés thermodynamiques "particulières" des solutions dans les milieux microporeux a, en particulier, conduit à une large diffusion d'erreurs au sujet du "métamorphisme sec" et de la "fusion sèche" aux paramètres élevés.

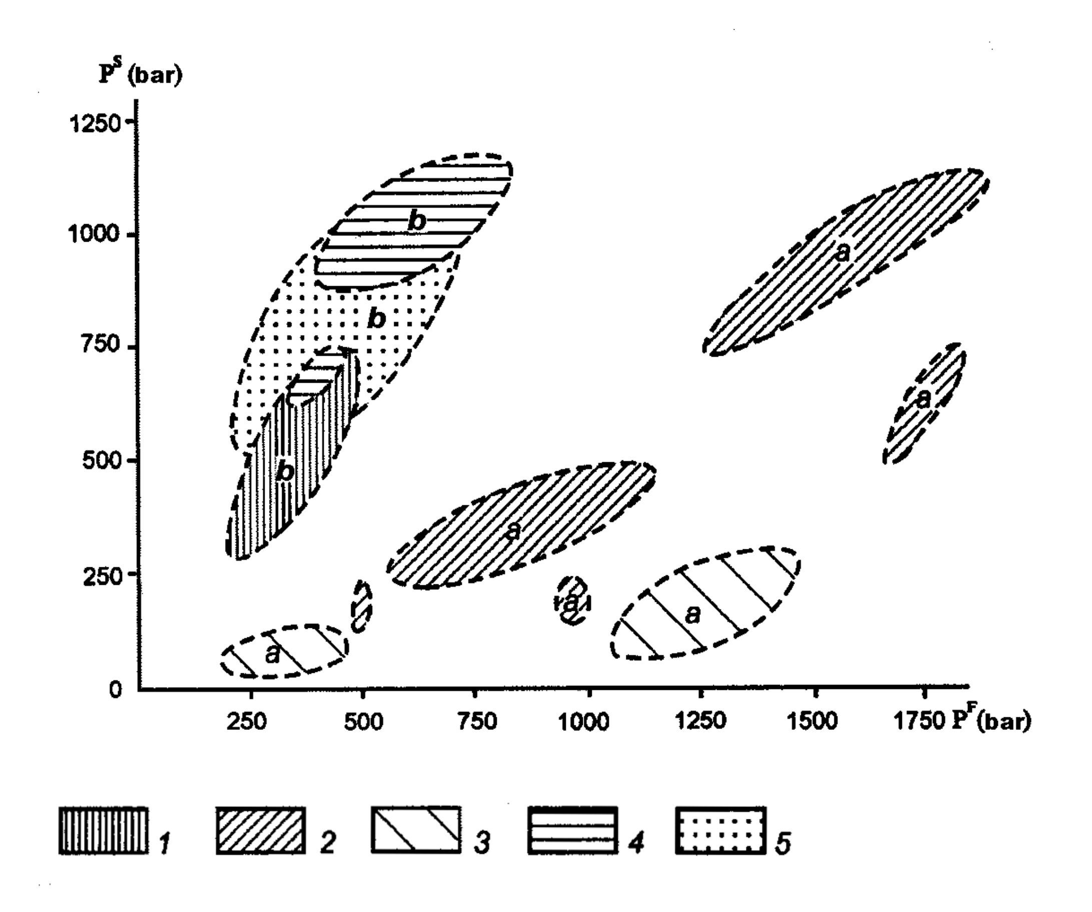


Fig. 2.1. Rapport entre la pression lithostatique et la pression fluide d'après des données d'inclusions (*a*) et des mesures de pression des eaux intraformationnelles (*b*)

D'après des données de : *1* – [Litvin & Tereshchenko, 1976] ; *2* – [Naumov & Tugarinov, 1962] ; *3* – [Prokofiev & Zorina, 1994] ; *4* – [Neruchev *et al.*, 1987] ; *5* - [Fertl, 1980]

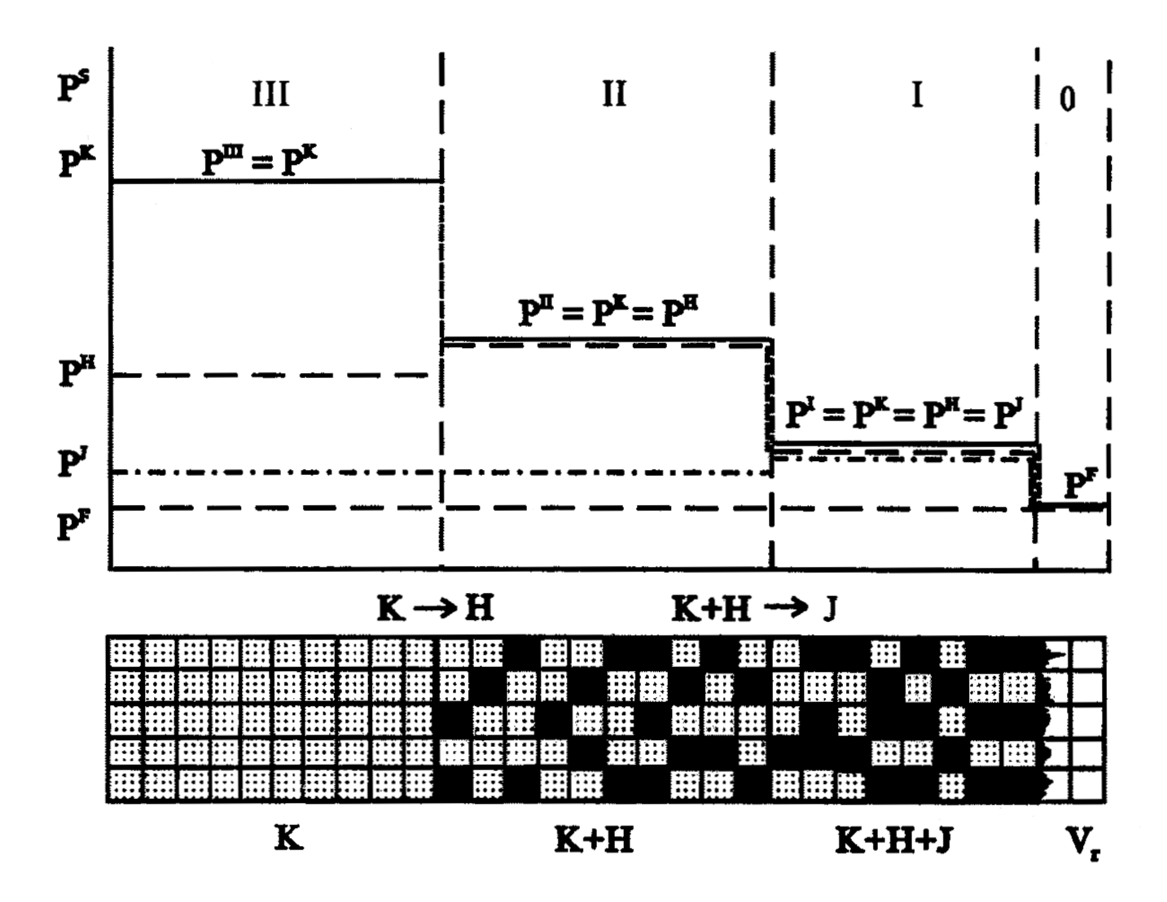


Fig. 2.2 - Mécanisme du remplissage d'une cavité et autométasomatose
Vr – volume libre résiduel de la cavité ; P^F – pression de la solution dans le volume libre ; P^K, P^H, P^J – pression de cristallisation des minéraux dans la solution sursaturée

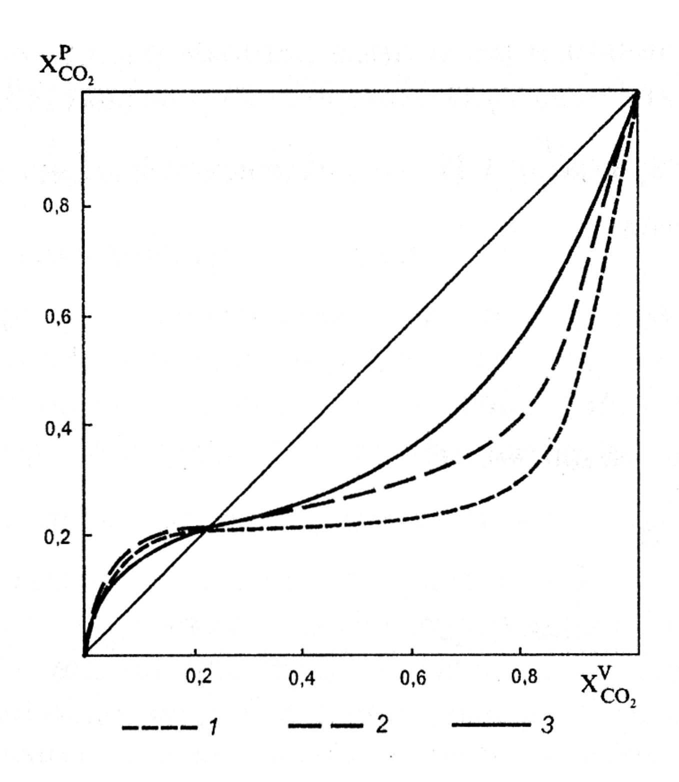


Fig. 2.3. Concentration du CO_2 dans les pores $X^{P}{}_{CO_2}$ et dans le volume libre $X^{V}{}_{CO_2}$ d'une solution H_2O+ CO_2

1 – 1000 bars, 400° C, dimensions de pores $0{,}25 \cdot 10^{-2}$ µm dans des zéolites (expérimentation) ; *2* – idem à 5000 bars et 600° C (expérimentation) ; *3* – données calculées pour pores de $0{,}08 \cdot 10^{-2}$ µm dans du quartz à 10000 bars et 800° C

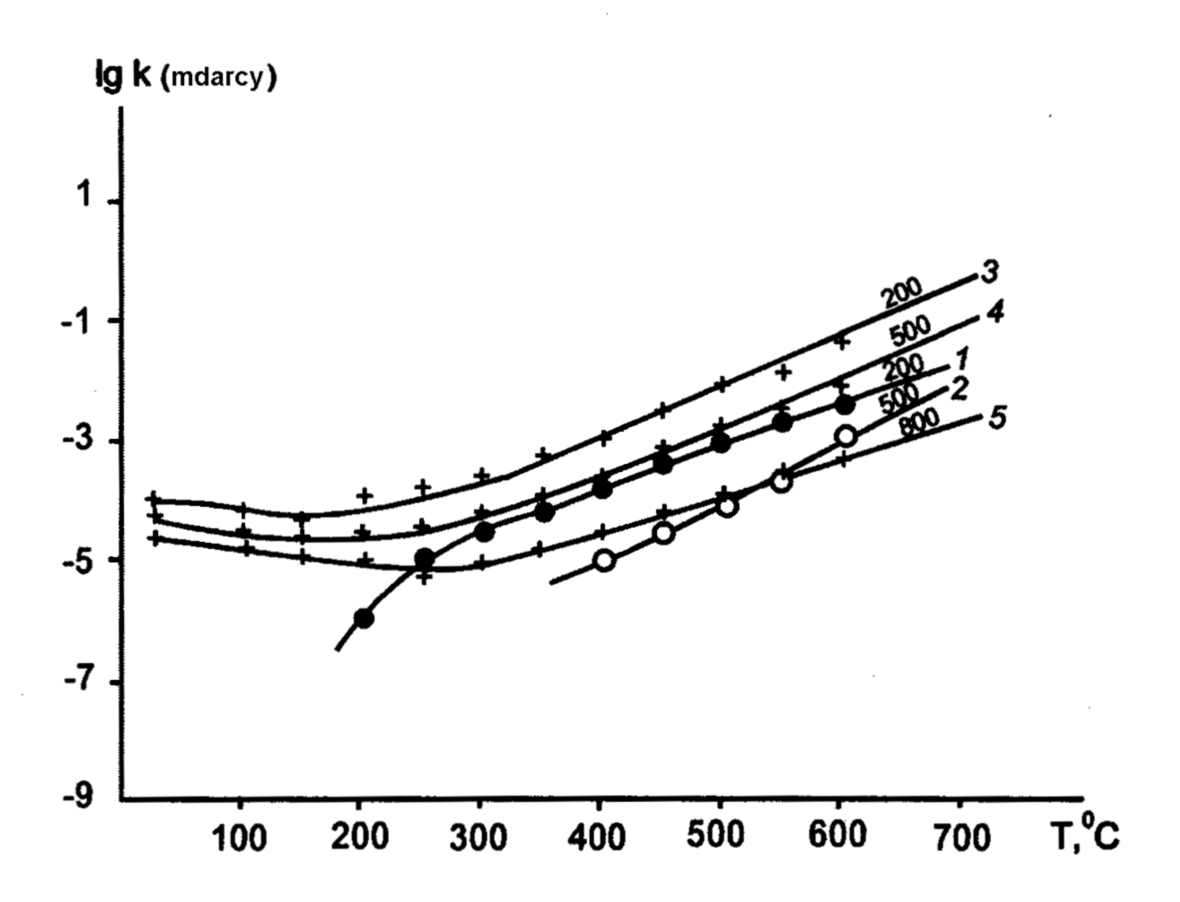


Fig. 2.4. Coefficients de perméabilité (k, millidarcis) en fonction de la température pour différents échantillons de granites à différentes pressions effectives Données expérimentales de V.N. Balashov et G.P. Zaraïsky [1989]. *1, 3* – 200 bars ; *2, 4* - 500 bars ; *5* – 800 bars

Chapitre 3

DYNAMIQUE DES PROCESSUS MÉTASOMATIQUES

3.1. Dynamique des flux de solutions et de matière en milieux microporeux

Dans l'étude des processus métasomatiques, ainsi que nous l'avons déjà noté, la façon dont les solutions effectuent le transport de matière est d'une importance primordiale. On a distingué la métasomatose de diffusion, dans laquelle la vitesse de diffusion des constituants (u^{dif}) est plus grande que la vitesse d'infiltration de la solution ($u^{\inf}$) et où le transport de matière a lieu comme conséquence de la différence des valeurs des potentiels chimiques des constituants dans les solutions, ce transport se faisant, bien entendu, en direction du potentiel chimique le plus petit :

$$I^{dif} = \sum_a^k I_a^{dif} = -\sum_a^k L_a^{dif} \cdot \nabla\mu_a \qquad (3.1)$$

où $I_{a..k}^{dif}$ sont les flux des constituants, $\nabla\mu_a ... \nabla\mu_k$, les gradients de potentiels chimiques, $L_a^{dif} ... L_k^{dif}$, les coefficients linéaires de proportionnalité :

$$L_a^{dif} = \frac{I_a}{\nabla\mu_a}, ..., L_k^{dif} = \frac{I_k}{\nabla\mu_k} \qquad (3.2)$$

Il est naturel d'exprimer les flux spécifiques des constituants par la vitesse de transport de ceux-ci. Il est évident que, dans le cas d'une diffusion dans une même direction, la vitesse du flux global sera:

$$u^S = u^{dif} + u^{\inf} \qquad (3.3)$$

alors que, pour une diffusion dans des directions contraires, le flux global est :

$$u^S = u^{dif} - u^{\inf} \quad (3.4)$$

ce qui n'a de sens que pour $u^{dif} > u^{\inf}$.

Nous mettrons en évidence ci-après les valeurs réelles des vitesses et paramètres obtenues sur base de données calculées et de données expérimentales.

Chaque constituant donne habituellement lieu à diffusion individuelle, celle des grosses molécules déterminant presque toujours des déplacements solidaires complexes.

Dans la métasomatose d'infiltration le transport de matière se fait suivant de nombreuses variantes, parmi lesquelles on peut distinguer deux mécanismes en principe différents :
a) le cas le plus simple est celui où le déplacement des constituants est assuré en même temps par l'écoulement du solvant ;
b) le second cas, qui est le plus commun, a lieu dans les conditions où chacun des constituants infiltrés a individuellement sa propre vitesse de déplacement.

Si nous désignons les vitesses d'infiltration des constituants *a* à *k* par w_a, w_b,…, w_k et la vitesse d'infiltration du solvant par w_o, on peut obtenir l'expression : $\varphi_i = \frac{w_i}{w_o}$ (3.5) qui est le coefficient d'effet de filtration, caractérisant la vitesse d'infiltration du constituant envisagé par rapport à celle du solvant.

La notion d'effet de filtration fut introduite dans la littérature géologique par Korzhinsky [1947], qui a généralisé les cas de perméabilité limitée des roches qu'on a rencontrés [MacKay, 1946]. Les problèmes relatifs à l'effet de filtration, à sa nature, sa grandeur et son rôle relatif dans les processus hydrothermaux et métallogéniques constituent des questions de géochimie du plus haut intérêt. Plusieurs travaux ont été consacrés aux recherches théoriques et expérimentales dans ces directions, parmi lesquels il convient de citer ceux de l'auteur et de ses collaborateurs [Zharikov, 1965, 1969 ; Zharikov & Alekhin, 1971 a, b, 1973 ; Zharikov *et al.*, 1973 ; Alekhin *et al.*, 1982 ; Problèmes de géologie expérimentale, 1986 ; L'expérimentation dans la solution des questions actuelles en géologie, 1994].

La nature physico-chimique de l'effet de filtration sera examinée d'une manière plus détaillée dans les sections suivantes, ainsi que son rôle décisif dans l'évolution des processus postmagmatiques endogènes, dont les processus métallogéniques. Nous spécifierons ici même, toutefois sans en approfondir les causes, la vitesse relative de filtration d'un constituant par l'intermédiaire du

coefficient d'effet de filtration φ_a et en mettrons en évidence certaines relations de principe.

Soit un certain constituant i pénétrant à travers une section transversale unitaire (q=1) :

$$dm_i = C_i\, w_i\, dt = \varphi_i w_0 C_i dt \tag{3.6}$$

En différentiant les deux membres en fonction de la distance et en les réorganisant, on obtient :

$$-\frac{1}{w_0}\cdot\frac{\partial C_i}{\partial t}+\varphi_i\frac{\partial C_i}{\partial x}+C_i\frac{\partial \varphi_i}{\partial x}=0 \tag{3.7}$$

qui est l'équation de filtration du i-ème constituant dans des conditions d'un effet de filtration variable.

Quelques conséquences :

a) Soit un C_i de départ constant et $\frac{\partial C_i}{\partial x}=0$; on tire de (3.7) :

$$\frac{\partial C_i}{\partial t}=-w_0 C_i\frac{\partial \varphi_i}{\partial x} \tag{3.8}$$

ou

$$\frac{\partial lnC_i}{\partial t}=-w_0\frac{\partial \varphi_i}{\partial x} \tag{3.9}$$

d'où il suit à l'évidence qu'une diminution du coefficient d'effet de filtration $\left(\frac{\partial \varphi_i}{\partial x}<0\right)$ entraîne une concentration en constituant "i" dans le flux de solution d'autant plus élevée que la concentration de départ du constituant (C_i) est élevée et la diminution de φ_i importante.

b) On peut supposer que la roche encaissante présente un coefficient d'effet de filtration en quelque sorte constant ; on aura alors atteint un état stationnaire $\left(\frac{\partial C_i}{\partial t}=0\right)$ pour lequel :

$$\varphi_i\frac{\partial C_i}{\partial x}+C_i\frac{\partial \varphi_i}{\partial x}=0 \tag{3.10}$$

ou

$$\frac{\partial(\varphi_i C_i)}{\partial x}=0 \text{ et } C_i\varphi_i = constante. \tag{3.11}$$

Il est commode de présenter l'équation (3.11) sous la forme :

$$C_i w_i = C_i^o w_o \qquad (3.12)$$

où C_i^o est la concentration pour $\varphi_i = 1$ ou pour $w_i = w_o$.

Il résulte des équations (3.11) et (3.12) que des milieux de φ_i différents donnent lieu à une concentration différente des constituants dans la solution, laquelle peut excéder la concentration de saturation, amenant ainsi la précipitation des constituants correspondants à partir de la solution.

Sans nous arrêter ici à d'autres particularités de l'intervention de l'effet de filtration, nous soulignerons que les φ_i peuvent aussi être supérieurs à l'unité, traduisant par là les variations possibles de la différenciation hydrothermale des solutions postmagmatiques.

L'effet de filtration implique habituellement un mouvement des constituants au sein d'un liquide homogène ou d'une solution supercritique. Ceci n'est toutefois pas obligatoire. Ce sont les conditions générales qui permettent de prévoir le déplacement d'un constituant dans le flux général du fluide, celui-ci pouvant être homogène ou hétérogène. Le problème du rôle relatif du transport en phase gazeuse ou liquide, de la portée de la migration sous forme gazeuse ou liquide au point de vue minéralisation, est matière à discussion continuelle dans le milieu des géologues et géochimistes. Tout le monde se remémore la vive discussion que nous avons déjà mentionnée et qui s'est élevée, entre autres, entre K. Fenner, N. Bowen, L. Lindgren et K. Ross quant au rôle joué par un constituant gazeux ou liquide dans les processus de minéralisation hydrothermale.

Actuellement, ce problème fait à nouveau l’objet d’une attention particulière, puisqu’on évoque aussi l'éventualité d'un transport différentiel simultané de constituants par un fluide hétérogène gazeux-liquide. Les conditions physico-chimiques de ce phénomène sont déterminées par la solubilité limitée dans les systèmes H_2O–CO_2 et H_2O–CO_2–chlorures, qui sont les exemples les plus simples de solutions hydrothermales, et dans des systèmes plus complexes : H_2O–CO_2–albite, H_2O–CO_2–granite, H_2O–CO_2–NaCl–albite, etc. Un des problèmes cruciaux est celui de la percolation simultanée d'un mélange hétérogène vapeur-liquide à travers des roches microporeuses. Les données expérimentales allant dans cette voie sont rares ; S.M. Koshemchuk [Koshemchuk, 1993] a mené une série d'expériences portant sur la percolation, sous différentes pressions, de mélanges eau-gaz : H_2O–CO_2, H_2O–Ar, H_2O–CO_2–Ar, à travers différents filtres microporeux. La conclusion essentielle qui se dégage nettement des expériences réalisées est que le déplacement de la phase gazeuse et de la phase liquide se fait à des vitesses différentes en fonction de la

perméabilité du milieu. A perméabilité élevée (k = 3–10 millidarcys), le débit du mélange gaz-eau a lieu en régime de "barbotage" ; pour une perméabilité k = $3 \cdot 10^{-6}$ à 3,0 millidarcys, il s'établit un débit homogène du mélange et enfin aux faibles perméabilités $k = n \cdot 10^{-6}$ à $n \cdot 10^{-4}$ millidarcys, l'eau prend le pas sur le débit du mélange gaz-eau de départ. Les relations qu'on a dégagées de la sorte exigent une étude théorique et expérimentale ultérieure.

V.M. Shmonov, V.I. Vitovtova, A.V. Zharikov, etc. [Vitovtova & Shmonov, 1982 ; Shmonov *et al.*, 1995 ; Vitovtova, 1989 ; Zharikov *et al.*, 1993] ont entrepris une étude expérimentale de la perméabilité à températures élevées de plusieurs roches de différentes espèces (calcaires, marbres, granites, schistes cristallins, etc.). L'influence de la décompression thermique des roches sur leur perméabilité a fait l'objet d'une attention particuliére [Balashov & Zaraïsky, 1989 ; Zaraïsky & Balashov, 1995].

Les résultats de ces diverses recherches ont permis de distinguer plusieurs types d'évolution de la porosité en fonction de la température, la pression générale et effective, la composition minéralogique des roches et certains autres facteurs. Des tentatives de calcul de l'évolution du champ de perméabilité ont été entreprises pour certains objets : gisements de skarns de Sayak-1 et Tastaou ; gisements d'Aktchataou, certains horizons des sondages ultraprofonds de la péninsule de Kola [Vitovtova *et al.*, 1983 ; Zharikov *et al.*, 1985, 1990]. Renvoyant le lecteur aux données intéressantes de ces travaux, nous retiendrons quelques principes importants, en les illustrant par des diagrammes (fig. 3.1) que nous avons élaborés sur base des travaux cités ci-dessus.

Nous attirons l'attention sur le fait qu'un réchauffement (sous pression, bien entendu) entraîne dans l'ensemble une décompression et une augmentation de la perméabilité des roches. Ceci est déterminé par des différences dans la dilatation thermique de divers minéraux dans différentes directions cristallographiques. Il est évident que ce phénomène se manifeste particulièrement dans des roches polyminérales (par exemple, les granites). Il convient aussi de souligner l'influence complexe qu'ont la température et la pression effective. Cependant, comme l'ont montré les expériences de V.M. Chmonov et de son équipe, chaque type de roches manifeste "sa" gamme de "non-perméabilité", quand les coefficients de perméabilité s'établissent à moins de 10^{-5} millidarcys, ce qui exclut pratiquement un transport perceptible de la solution[3].

---

[3] Rappelons qu'en mécanique des fluides on entend par pression effective la différence entre la pression sur la roche et la pression fluide, $P_{eff} = P_s - \alpha \cdot P_F$, où α est un coefficient prenant en considération la pression générale ou "profondeur" qui pour les conditions de la croûte terrestre est proche de l'unité. Bien que pour la perméabilité, ou plus précisément la vitesse du courant de fluide, le

Nous avons ci-dessus attiré l'attention des lecteurs sur quelques particularités importantes du comportement des solutions en milieu microporeux. Ainsi que le montrent des recherches plus poussées, il semblerait que le simple processus de circulation de solutions dans les milieux microporeux se trouve être un phénomène physico-chimique complexe. On peut dire que les conditions aux limites dépendent de paramètres antagonistes : 1) la formation de solutions sursaturées (avec $P_S > P_F$) entraîne le remplissage de vides, de grands pores, de microfissures. Ce processus va jusqu'à la formation de pores actifs de dimension optimale dont la grandeur est équilibrée par la concentration requise des solutions coexistantes. Ce processus est favorisé par la décontraction thermique des roches. 2) D'un autre côté, la relation *température–pression effective* montre qu'il existe une limite aux dimensions de la perméabilité de l'ordre de 10^{-5}–10^{-6} millidarcys ; pour de plus petites dimensions des pores, la circulation des solutions ne peut s'établir : seuls sont possibles des processus de diffusion compliqués par l'influence des surfaces des minéraux.
Remarquons en conclusion que les mesures de perméabilité des skarns (voir fig. 3.1), greisens et autres roches montrent que leur perméabilité résiduelle est assez élevée ($n \cdot 10^{-4}$ millidarcys).

3.2. Causes et équations fondamentales du métasomatisme

La métasomatose est provoquée par une violation de l'équilibre entre une roche encaissante et une solution hydrothermale coexistante. Il y a dans la nature deux cas extrêmes qui sont possibles et répandus : la métasomatose simple et la métasomatose intégrale.

Le premier cas, la métasomatose simple, se réalise dans les conditions où se produit un écart par rapport à l'équilibre au cours de l'évolution graduelle de la solution coexistante par suite d'une variation de température (et de la solubilité d'un constituant quelconque), d'une variation du coefficient de l'effet de filtration (et de la concentration coexistante d'un constituant quelconque), ou de la variation d'autres rares facteurs. Dans ce cas, à la limite, la variation d'un paramètre quelconque entraîne un acte "unique" de métasomatisme. De nombreux exemples en sont largement connus : microclinisation ou albitisation de feldspaths à l'occasion d'une "autométasomatose" de granitoïdes, etc.

---

gradient de la pression fluide présente une importance primordiale, comme il résulte de la loi de Darcy, $v = \frac{k}{\eta} \cdot \frac{\nabla p_f}{\nabla x}$, où v est la vitesse de filtration, k le coefficient de perméabilité, η la viscosité.

Le deuxième cas extrême, la métasomatose intégrale, se réalise quand dans une roche pénètre une solution dont la composition est totalement indépendante de celle de la roche encaissante. Dans ce cas, la roche modifiée est le siège de réactions répétitives avec la solution agissante entraînant la formation d'une série de zones composées de minéraux métasomatiques. Cette succession de zones a reçu le nom de colonne métasomatique, dont nous examinerons les principes de structure ci-dessous.

Ci-dessus, nous avons surtout retenu que la formation de corps métasomatiques, leur structure, leur puissance et certaines autres particularités importantes sont déterminées par la manière dont s'opère le transport de matière par des solutions. On a respectivement distingué la métasomatose de diffusion et la métasomatose d'infiltration. La métasomatose de diffusion s'effectue, en règle générale, dans des conditions isothermes, étant donné que la valeur des coefficients de conductivité thermique est d'ordinaire de 1,5–2 ordres de grandeur plus élevée que celle des coefficients de diffusion. On observe toutefois dans les formations métasomatiques de diffusion des altérations métasomatiques régressives, liées à l'abaissement de la température au cours du déroulement du processus. Ces modifications se traduisent, en règle générale, sous forme d’altérations métasomatiques individuelles.

L'influence de la température sur les formations métasomatiques d'infiltration est sensiblement plus complexe. Il n'est pas rare que la métasomatose d'infiltration affecte des masses importantes de roches qui peuvent se mettre en place dans différentes conditions de température. Une des situations répandues et relativement simples est l'existence d'un champ de gradient de température, par exemple dans la partie voisine du contact et la partie apicale d'un massif intrusif. Ces champs de température peuvent aussi couvrir l’espace suivant d’autres variantes. Un des traits caractéristiques de la métasomatose d'infiltration est également la variation de la température au cours du temps, mais dans la plupart des cas ceci se traduit par le simple remplacement, partiel ou intégral, de minéraux individuels et, compte tenu des lois générales du métasomatisme, on peut considérer ces "superpositions" comme des complications supplémentaires.

Il a été souligné ci-dessus que le métasomatisme s'effectue, en règle générale, dans des conditions d'équilibre local, c'est-à-dire dans des conditions où, lors d'une modification générale des paramètres entraînant la métasomatose, se réalise à tout instant, dans tout volume élémentaire, une situation d'équilibre. Cependant, dans certaines métasomatites de faible profondeur et habituellement

de basse température on n'atteint pas l'état d'équilibre : il y a conservation de reliques de minéraux qui n'ont pas été remplacés en totalité, de parties de roches non affectées par le métasomatisme, etc. Dans de tels cas, compte tenu des lois générales gouvernant la structure des corps métasomatiques, il est indispensable de prendre en considération les paramètres liés à la cinétique des réactions de remplacement correspondantes ou d'extraire artificiellement du système général la seule partie de celui-ci qui se trouve en équilibre. Mais "à quelque chose malheur est bon" : si le métasomatisme se déroulait toujours entièrement à l'équilibre, nous ne réussirions jamais à observer et étudier les subtilités des processus de remplacement, le mécanisme des réactions minérales, etc.

Dans l'établissement d'un modèle du métasomatisme qui a reçu le nom de théorie de la zonalité métasomatique, c'est la voie élaborée et appliquée par D.S. Korzhinsky [Korzhinsky, $1951_{1,2}$, $1952_{1,2}$, 1953, 1969] qui s'est certainement avérée être la plus rationnelle. Cette voie consiste à élaborer et étudier les modèles de métasomatisme les plus simples et d'introduire par la suite des compléments aux schémas les plus simples, qui soient le reflet de cas plus complexes.

Par ailleurs, elle offre l'intérêt de jeter un coup d'œil sur le problème d'un point de vue général, afin d'évaluer correctement l'importance et les conditions limites de l'apparition ou de la prédominance de constituants individuels entrant dans les processus métasomatiques complexes. Ceci a déjà été fait partiellement en ce qui concerne l'apparition conjuguée d'un métasomatisme d'infiltration et d'un métasomatisme de diffusion [Zharikov, 1965].

Examinons le cas le plus général. Une solution de composition arbitraire pénètre dans une roche de composition quelconque se mettant en place dans un champ de gradient de température. Si nous examinons un certain volume élémentaire renfermant des roches, le flux général de matière traversant ce volume sera, bien entendu, constitué par les flux dus à l'action et la superposition de forces individuelles. Ces flux peuvent être additionnés, c'est-à-dire que le flux général peut être représenté comme somme des flux individuels, si l'on choisit correctement l'expression des forces agissantes. On peut montrer [Zharikov, 1961, 1976 ; pour plus de détails, voir les cours spéciaux de thermodynamique des processus irréversibles] qu'entre les flux il existera des relations linéaires si les forces agissantes sont exprimées suivant l'équation de la vitesse de croissance de l'entropie (voir ci-dessous).

On peut alors représenter le flux général par l'expression :

$$I^S = I^{\inf} + I^{dif} + I^{\nabla T} + I^{cin} \qquad (3.13)$$

et pour le constituant "i" :

$$I_i^S = I_i^{\inf} + I_i^{dif} + I_i^{\nabla T} + I_i^{cin} \quad (3.14)$$

où $$I_i^S = \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^S \quad (3.15)$$

et $I_i^{\inf}, I_i^{dif}, I_i^{\nabla T}, I_i^{cin}$ les flux d'infiltration, de diffusion, le flux résultant de la variation de température et le flux résultant de l'influence de la cinétique (vitesse) des réactions. Prenant, en conformité avec le principe d'Onsager :

$$I_i = L_i X_i \quad (3.16)$$

où L_i est un coefficient linéaire de transport, X_i la force agissante, nous obtenons la relation générale:

$$I_i^S = L_i^{\inf} X_i^{\inf} + L_i^{dif} X_i^{dif} + L_i^{\nabla T} X_i^{\nabla T} + L_i^{cin} X_i^{cin} \quad (3.17)$$

ou

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_i^S = \left(\frac{dm}{dt}\right)_i^{\inf} + \left(\frac{dm}{dt}\right)_i^{dif} + \left(\frac{dm}{dt}\right)_i^{\nabla T} + \left(\frac{dm}{dt}\right)_i^{cin} \quad (3.18)$$

Nous obtenons l'expression des forces agissantes sous une forme générale à partir de l'équation de la vitesse de croissance de l'entropie [De Groot & Mazur, 1964 ; Zharikov, 1965, 1976] :

$$\frac{d_i S^u}{dt} = -\frac{1}{T}\left(\frac{d_i U}{dt}\right) = \nabla\frac{1}{T}\cdot\frac{dQ}{dt} + \nabla\frac{p}{T}\cdot\frac{dV}{dt} - \sum_a^k \nabla\frac{\mu_a}{T}\cdot\frac{dm_a}{dt} \quad (3.19)$$

où $\frac{d_i S^u}{dt}$ est la vitesse de croissance de l'entropie du processus irréversible dans le système $U = f(S, V, m_a..m_k)$. On peut se convaincre du fait qu'une expression similaire des changements irréversibles peut s'obtenir par l'intermédiaire du potentiel thermodynamique du système pour tout système thermodynamique, y compris les systèmes à constituants parfaitement mobiles [Zharikov, 1976].

L'équation générale de transport de matière (du $i^{\text{ème}}$ constituant) au cours de la métasomatose peut alors s'exprimer sous la forme :

$$I_i^S = L_i^{\inf}\cdot\nabla\frac{p}{T} - L_i^{dif}\cdot\nabla\frac{\mu_i}{T} + L_i^{\nabla T}\cdot\nabla\frac{1}{T} - L_i^{cin}\cdot\nabla\frac{\mu_i}{T} \quad (3.20)$$

Il est important de souligner que les principes d'Onsager sont des lois linéaires et un principe de réciprocité établissant une relation entre divers processus se déroulant simultanément dans un système ; ils ne sont valables que pour un choix des flux et des forces agissantes qui réponde à l'équation de la vitesse de

croissance de l'entropie du système (équation 3.19), comme cela a été fait aussi dans l'équation (3.20).

L'équation du flux général (3.20) se trouve à la base de la conclusion qu'on tire de l'équation de la zonalité métasomatique. La conclusion de l'équation généralisée de la zonalité métasomatique est toutefois tellement encombrante qu'il est sans aucun doute plus raisonnable de prendre l'équation relative aux types individuels de métasomatose et ensuite, se souvenant du choix approprié des forces agissantes, d'additionner les flux réels. Il est de même rationnel pour la simplification des opérations d'examiner cette situation dans le cadre de l'espace à une dimension. Afin de souligner les idées et conclusions essentielles nous avons omis de nombreux calculs mathématiques indispensables, renvoyant le lecteur pour tous détails aux travaux spécialisés.

3.3. La zonalité métasomatique d'infiltration isotherme

Conclusion de l'équation de la zonalité d'infiltration isotherme

Dans l'équation (3.20) le flux d'infiltration du constituant "*i*" à travers un volume unitaire est défini par :

$$I_i^{\inf} = \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{\inf} = L_i^{\inf} \cdot \frac{\nabla p}{T} \qquad (3.21)$$

Pour des conditions isothermes nous posons $\frac{L_i^{\inf}}{T} = L_i^{\inf}$; pour un écoulement unidimensionnel à travers une section unitaire ∇p devient $\frac{\partial p}{\partial x}$; on a alors :

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{\inf} = L_i^{\inf}\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) \qquad (3.22)$$

Dans l'équation (3.22) $L_i^{\inf}$ exprime la quantité unitaire du constituant "*i*" transporté par l'écoulement de la solution ; il est égal à $L_i^{\inf} = \varphi_i C_i$ (3.23), où C_i est la concentration du constituant dans la solution, φ_i le coefficient d'effet de filtration. Conformément à l'équation bien connue de l'hydrodynamique la vitesse de filtration est égale à :

$$v = \frac{k}{\eta} \cdot \frac{\nabla p}{\nabla l} \qquad (3.24)$$

où η est la viscosité de la solution, k le coefficient traduisant la structure (perméabilité) du milieu et $\frac{\nabla p}{\nabla l}$ le "gradient hydraulique", qui n'est rien d'autre que le gradient de pression égal, pour un écoulement unidimensionnel, à $\frac{\partial p}{dx}$.
Ayant alors désigné la vitesse de filtration d'une solution donnée dans un milieu donné par w_0, nous obtenons :

$$w_0 = \frac{v \cdot \eta}{k} = \frac{\nabla p}{\nabla l} \text{ et}$$

$$w_0 = \frac{\partial p}{\partial x} \qquad (3.25)$$

Finalement l'équation de la filtration du constituant "*i*" à travers une section unitaire se note sous la forme :

$$dm_i = \varphi_i \cdot C_i \cdot w_0 \cdot dt = \varphi_i \cdot C_i \cdot dv \qquad (3.26)$$

où v est le volume de la solution qui s'est infiltrée $dv = w_0 \cdot dt$.

L'équation (3.26) a été utilisée par D.S. Korzhinsky [1969] en guise de conclusion de l'équation de la zonalité métasomatique d'infiltration isotherme.

On suppose que la roche a une composition arbitraire, mais homogène, que la solution a une composition arbitraire, mais constante ne changeant pas dans le temps, que le système de pores est unidimensionnel, mais de peu d'importance, c'est-à-dire que le volume de la roche reste constant, que la température est constante comme convenu, enfin que le principe de l'équilibre local est respecté.

Tirons de l'équation (3.26) la dérivée par rapport à la distance x après avoir au préalable groupé les membres : $\frac{\partial\left(\frac{dm_i}{dv}\right)}{\partial x} = \frac{\partial(\varphi_i C_i)}{\partial x}$; nous obtenons l'expression :

$$-\frac{\partial i}{\partial v} = \varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x}, \qquad (3.27)$$

qui montre que l'infiltration d'un volume élémentaire de solution ∂v dans un volume élémentaire de roche (volume délimité par une section unitaire transportée à une distance élémentaire ∂x) est accompagnée d'une modification de la teneur du $i^{\text{ème}}$ constituant dans la roche (∂i) et de la concentration (C_i) du même constituant dans la solution infiltrée. Le signe moins signifie que la différentiation se fait dans l'ordre inverse de l'état initial à l'état final ; φ_i est le

coefficient d'effet de filtration qui est pris comme constant ; nous négligeons la teneur du constituant "*i"* dans la solution poreuse.

Si la teneur du constituant "*i"* dans la solution poreuse est importante, l'expression (3.27) prend la forme :

$$-\left(\frac{\partial i^S}{\partial v}+\frac{\partial i^\rho}{\partial v}\right)=\varphi_i\,\frac{\partial C_i}{\partial x} \tag{3.28}$$

ou

$$-\left(\frac{\partial i^S}{\partial v}+\rho\frac{\partial C_i}{\partial v}\right)=\varphi_i\,\frac{\partial C_i}{\partial x} \tag{3.28a}$$

où ρ est la porosité (volume des pores) de la roche de départ. La prise en compte du volume des pores a un sens dans des cas particuliers ; on peut, en général, négliger ce membre.

Si la solution contient un nombre arbitraire de constituants "*k*", nous aurons, bien entendu, "*k*" équations de la forme de (3.27) :

$$-\frac{\partial a}{\partial v}=\varphi_a\,\frac{\partial C_a}{\partial x};\ldots;-\frac{\partial i}{\partial v}=\varphi_i\,\frac{\partial C_i}{\partial x};-\frac{\partial k}{\partial v}=\varphi_k\,\frac{\partial C_k}{\partial x} \tag{3.29}$$

Rappelons que suivant la condition posée le processus se déroule à l'état d'équilibre local, c'est-à-dire qu'à tout instant, dans tout volume élémentaire, à une valeur déterminée de la teneur des constituants dans la roche correspond une seule concentration, à l'équilibre, de ces constituants dans la solution. Alors, dans toutes les équations n'apparaissent que deux paramètres indépendants, la distance *x* et le volume *v* de la solution infiltrée. Dans un tel cas, la variation de teneur d'un constituant quelconque "*i*" s'exprimera identiquement sous la forme :

$$di=\left(\frac{\partial i}{\partial v}\right)_x dv+\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_v dx \tag{3.30}$$

et, si l'on choisit une section quelconque à teneur constante en "*i*", c'est-à-dire $di = 0$, l'équation (3.30) peut se transformer comme suit :

$$\frac{dx}{dv}=-\frac{\left(\frac{\partial i}{\partial v}\right)}{\left(\frac{\partial i}{\partial x}\right)} \tag{3.31}$$

En substituant (3.31) dans (3.27), on obtient aisément :

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)_i = \varphi_i\,\frac{\partial C_i}{\partial x}\;:\;\frac{\partial i}{\partial x} \tag{3.32}$$

où $\left(\frac{dx}{dv}\right)$ est la vitesse relative de déplacement de la section à teneur constante en "*i*" en fonction de la variation de concentration et de la teneur en constituant "*i*" dans le segment élémentaire du conduit d'infiltration de la solution.

Il est évident qu'on peut obtenir les mêmes expressions de la vitesse relative pour tous les constituants au nombre de "*k*" et nous aurons un système de "*k*" équations de la forme (3.32):

$$\begin{aligned}\left(\frac{dx}{dv}\right)_a &= \varphi_a \frac{\partial C_a}{\partial x} : \frac{\partial a}{\partial x}\\ \left(\frac{dx}{dv}\right)_i &= \varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x} : \frac{\partial i}{\partial x}\\ \left(\frac{dx}{dv}\right)_k &= \varphi_k \frac{\partial C_k}{\partial x} : \frac{\partial k}{\partial x}\end{aligned} \qquad (3.33)$$

Dans le système (3.33) les deux variables x et v peuvent être remplacées par une seule variable $\frac{x}{v}$ ou $\frac{dx}{dv} = u$, exprimant la vitesse relative. Dans un tel cas le système (3.33) peut être remplacé par une seule équation :

$$u^{\inf} = \left(\frac{dx}{dv}\right)_{a...k} = \varphi_a \frac{dC_a}{da} = ... = \varphi_i \frac{dC_i}{di} = \varphi_k \frac{dC_k}{dk}, \qquad (3.34)$$

qui exprime que la vitesse de déplacement de la section de la colonne est fonction de la modification de concentration des constituants dans la solution et de leur teneur dans la roche.

L'équation (3.34) montre aussi que, si nous avons choisi d'après un indice physique quelconque une section déterminée pour un constituant quelconque (teneur constante en constituant "*i*"), la section choisie se trouve aussi être la même pour tous les autres constituants. Si dans cette section se produit une modification $\frac{dC_i}{di}$ pour un constituant quelconque "*i"*, la même section sera l'objet d'une modification de la concentration et de la teneur de tous les autres constituants (une autre solution ne peut conduire qu'à une indétermination $\frac{0}{0}$).

Si dans la section choisie se produisent des modifications finales des teneurs et concentrations des constituants, il convient d'écrire l'équation (3.34) sous la forme :

$$u^{\text{inf}} = \frac{x}{v} = \varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a} = \ldots = \varphi_i \frac{\Delta C_i}{\Delta i} = \varphi_k \frac{\Delta C_k}{\Delta k} \tag{3.35}$$

Les équations (3.34) et (3.35) portent le nom d'équations de zonalité métasomatique isotherme d'infiltration ou de colonne métasomatique isotherme d'infiltration. Un exposé ultérieur permettra de comprendre le bien-fondé de cette dénomination. Remarquons que lors de la déduction des équations (3.34) et (3.35) nous avons omis certaines subtilités mathématiques indispensables ; on pourra trouver la discussion de ces détails dans les travaux de D.S. Korzhinsky [1969, 1973], P. Lichtner [1991], B. Guy [1993].

Passons maintenant à l'examen des propriétés de la zonalité métasomatique d'infiltration découlant des équations (3.33) et (3.34). La concordance surprenante de ces propriétés avec les particularités de composition et de structure des métasomatites naturelles et celles des colonnes métasomatiques expérimentales apporte une preuve directe évidente de l'exactitude de la déduction présentée ci-dessus.

Propriétés générales de la zonalité métasomatique d'infiltration isotherme

Nous exposerons cette section de manière quelque peu différente de celle qui a été adoptée par D.S. Korzhinsky [1951], tout en en suivant néanmoins rigoureusement les principes essentiels.

1. La cause de la naissance d'un profil réside dans le remplacement de certains minéraux par d'autres (à la limite, d'un minéral par un autre). Dans les équations (3.34) et (3.35) C_i représente, en effet, la concentration de saturation d'un constituant par rapport à une composition minéralogique déterminée de la roche. A composition constante de la roche, la concentration de saturation ne peut pas varier parce que toute variation concomitante de concentration se fait à la limite avec une vitesse infinie. $\left(\frac{\Delta C_i}{\Delta i} = \frac{\Delta C_i}{0} = \infty\right)$. C'est pourquoi la seule cause de la naissance d'un profil est l'apparition d'un front de remplacement avec modification qualitative de la composition minéralogique, c'est-à-dire avec l'apparition de nouveaux minéraux remplaçant l'association minéralogique initiale. Les équations (3.34) et (3.35) décrivent alors les fronts de remplacement correspondants à minéraux de composition constante, où :

$$\frac{x}{v} = \varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a} = \ldots = \varphi_i \frac{\Delta C_i}{\Delta i} = \varphi_k \frac{\Delta C_k}{\Delta k} \qquad (3.35)$$

ΔC_a et $\Delta i \ldots \Delta C_k$ et Δk traduisant la variation de concentration et de teneur des constituants dans chacun de ces profils ou, mieux, à chaque front de remplacement. Il est de même évident que plus $\frac{\Delta C_i}{\Delta i}$ est élevé, plus la vitesse relative de déplacement d'un tel profil $\left(\frac{x}{v}\right)$ est élevée.

Nous allons donner quelques graphiques utiles illustrant ces relations. Nous prendrons comme exemple une colonne à trois fronts de remplacement $\left(\frac{x}{v}\right)^{I} > \left(\frac{x}{v}\right)^{II} > \left(\frac{x}{v}\right)^{III}$; on peut alors sur un diagramme *x*–*v* (fig. 3.2 *a*) porter trois droites

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)^{I} = tg\alpha_1 > \left(\frac{dx}{dv}\right)^{II} = tg\alpha_2 > \left(\frac{dx}{dv}\right)^{III} = tg\alpha_3$$

représentant la vitesse relative de déplacement des fronts de remplacement correspondants. La figure 3.2 *b* donne le diagramme C_i–*i* des apport et départ du constituant "*i*", où les pentes des droites caractérisent les vitesses relatives de déplacement des sections et la position des points, la teneur et la concentration du $i^{\text{ème}}$ constituant entre les sections, c'est-à-dire à l'intérieur des zones métasomatiques.

2. Les limites brusques de remplacement et la composition constante des minéraux et de la solution dans les limites des zones constituent un trait caractéristique de la métasomatose isotherme d'infiltration. Cette conclusion est manifeste pour les métasomatites faites de minéraux de composition constante. En effet, si $C_a \ldots C_k$ sont les concentrations de saturation à l'équilibre avec une association minérale de composition constante, elles restent inchangées dans les limites de la coexistence avec cette association, c'est-à-dire dans les limites de la zone métasomatique. Reste de même constante la composition minérale de la zone, étant donné que la concentration de saturation ne dépend pas de la quantité de minéraux et, au contraire, une variation des proportions quantitatives conduirait à une variation de la concentration de la solution coexistante.

La variation des $C_a \ldots C_k$ peut seulement être liée à la variation de la composition minéralogique des zones ou, comme on le dit habituellement, à la variation qualitative de la composition minéralogique qui a lieu avec la formation d'un front de remplacement de certains minéraux par d'autres. Dans des conditions d'équilibre local, ce front sera brusque : à la percolation de chaque volume

élémentaire de solution répond un incrément de remplacement de certains minéraux par d'autres avec variation correspondante des concentrations et teneurs des constituants qui, dans des conditions d'équilibre local, s'effectue nettement plus rapidement que la percolation de la solution.

Si, pour les colonnes comportant des minéraux de composition constante, ce régime de remplacement est évident et n'exige pas de preuves particulières, à part celles qui ont été données, le fait que la concentration et la composition des roches à fronts de remplacement raides soient d'une constance analogue n'est pas tellement évident pour des zones métasomatiques à minéraux de composition variable. D.S. Korzhinsky y a apporté une preuve élégante. Nous le montrerons de manière succincte, en renvoyant à l'original pour plus de détails [Korzhinsky, 1969].

La fig. 3.3 représente un diagramme concentration (C_i) – teneur (i) du constituant "i", donnant la teneur du constituant "i" dans les minéraux de composition variable $M(M_1–M_2)$, $N(N_1–N_2)$ et $P(P_1–P_2)$, ainsi que les courbes $C_i–i$ pour ces mêmes minéraux (rappelons que pour des minéraux de composition variable, on a toujours $\frac{\partial \mu_i}{\partial x_i} > 0$ et par conséquent $\frac{\partial C_i}{\partial i} > 0$). Enfin, le diagramme fait figurer les segments de droites répondant aux sections $\left(\frac{x}{v}\right)^{I} > \left(\frac{x}{v}\right)^{II} > \left(\frac{x}{v}\right)^{III}$, où $\frac{x}{v} = \varphi_i \frac{\Delta C_i}{\Delta i} = \varphi_i tg\alpha$, dans lesquelles a lieu le remplacement de certains minéraux par d'autres avec apport du constituant "i", segments de droites **a**, et départ du constituant "i", segments de droites **b** (φ_i est, bien entendu, constant).
On voit aisément que les segments des fronts de remplacement sont seulement compatibles avec des compositions déterminées constantes de minéraux, solutions solides. Dans le cas d'un apport du constituant "i", ce sont les compositions | M_2 | N_2 | P_2, les fronts de remplacement étant indiqués en chiffres romains. Dans le cas d'un départ du constituant "i", ce sont les compositions | M_1 | N_1 | P_1. Ces relations montrent concrètement que les minéraux, solutions solides, existant dans les colonnes isothermes d'infiltration présentent une composition constante. Ce n'est que dans certains cas qu'il est possible d'avoir une variation très limitée de composition ; pour la colonne de départ, ce sont les minéraux N_1 et M_1, la variation possible de composition de ceux-ci étant indiquée à la figure 3.3 en traits interrompus verticaux.
De sorte que, même dans le cas où les métasomatites sont composées de minéraux de composition variable, la composition des minéraux et de la solution reste constante à l'intérieur des zones et le remplacement se fait de façon abrupte aux frontières des zones. De plus (voir fig. 3.3), il peut y avoir remplacement

d'un seul et même minéral avec changement brusque de sa composition : $M_1 | M_2 | N_2 | P_2$.

Ainsi, la constance de la composition des minéraux et solutions à l'intérieur des zones et la variation par sauts brusques aux frontières des zones sont le trait caractéristique de la métasomatose isotherme d'infiltration.

Attirons encore l'attention sur une particularité importante que le diagramme met aussi en évidence. Dans la métasomatose d'infiltration, il s'établit dans chaque zone une concentration maximale des constituants apportés et une concentration minimale des constituants évacués, parmi les constituants possibles, compatibles avec la composition minérale de la zone. Ceci découle directement de l'équation (3.35) $\frac{x}{v} = \varphi_i \frac{\Delta C_i}{\Delta i}$ Si Δi est constant, $\frac{x}{v}$ est d'autant plus élevé que la différence des concentrations C_i est grande. Aux frontières des zones $\Delta i = 0$ et $\frac{\Delta C_i}{\Delta i} = \infty$, c'est-à-dire que la concentration du constituant atteint infiniment vite la valeur maximale ou minimale compatible avec la composition minérale.

Il résulte également des équations (3.34) et (3.35) que la distance relative entre sections, autrement dit, la largeur des zones métasomatiques :

$$\frac{l}{v} = \left(\frac{x}{v}\right)^{I} - \left(\frac{x}{v}\right)^{II} = \varphi_i \left[\left(\frac{\Delta C_i}{\Delta i}\right)^{I} - \left(\frac{\Delta C_i}{\Delta i}\right)^{II}\right] \quad (3.36)$$

dépend des variations de concentration et de teneur des constituants dans les sections qui délimitent la zone du front de remplacement.

3. Colonne métasomatique et cause de la zonalité métasomatique. L'équation (3.34) $\frac{dx}{dv} = \varphi_a \frac{dC_a}{da} = \ldots = \varphi_i \frac{dC_i}{di} = \varphi_k \frac{dC_k}{dk}$ décrit la limite (front de remplacement) entre deux zones métasomatiques. Si chacune de ces zones est composée de "k" constituants, le nombre total de paramètres $2k$ sera lié par (k-1) équations de la forme (3.34) et le nombre de paramètres indépendants pour deux zones contiguës sera de $2k–(k–1) = k+1$. Si la roche initiale est composée de "k" constituants dont les teneurs sont, bien entendu, des paramètres indépendants, il n'y a, lors de la formation d'un certain front de remplacement ou, autrement dit, d'une certaine zone métasomatique, qu'un seul paramètre à être indépendant de la teneur initiale des constituants de la roche et, par conséquent, à dépendre des concentrations des constituants de la solution. En exprimant cela par des

paramètres thermodynamiques, on peut dire que, si la roche de départ est déterminée par les "k" teneurs de constituants inertes, alors en abordant la première zone métasomatique, un de ces paramètres devient un paramètre intensif, dépendant de la concentration du constituant dans la solution agissante.

Il est possible de poursuivre ces considérations pour les fronts de remplacement suivants. Ainsi, en passant de la première zone métasomatique à (k–1) teneurs de constituants inertes à la zone suivante, il y aura, en vertu de l'équation (3.34), encore un paramètre à devenir intensif, dépendant de la concentration de ce constituant dans la solution et (k–2) paramètres seront déterminés par la teneur des constituants existant dans la roche de départ, c'est-à-dire qu'ils se comporteront comme des constituants inertes et ainsi de suite. Puisque, dans le cas général, le nombre de fronts est égal à "k", c'est autant de constituants qui passeront successivement à l'état parfaitement mobile, le nombre de zones métasomatiques, dans le cas général, étant alors égal à $Z = k + 1$ (3.37). Cet ensemble de zones formées simultanément porte le nom de *colonne métasomatique*.

L'idée de colonne métasomatique, introduite dans l'usage scientifique par D.S. Korzhinsky, s'est révélée être une notion de principe, nouvelle dans la compréhension des processus métasomatiques. Nous le soulignons. Le fait même de la structure zonale des auréoles métasomatiques est connu des géologues depuis longtemps et la zonalité était toujours considérée comme le résultat de l'apparition successive à des époques différentes de certaines métasomatites parmi d'autres. C'était une interprétation naturelle de phénomènes observés dans lesquels certaines métasomatites sont remplacées par d'autres et qui étaient mis en relation avec une modification de composition de la solution active. Il manquait des tentatives d’exprimer ces idées sous forme d’un modèle faisant l’objet d’une concertation mutuelle.

L'élaboration d'un modèle physico-chimique réalisée par D.S.Korzhinsky a montré que justement, au contraire, dans le cas le plus général, c'est-à-dire pour une composition arbitraire indépendante des roches initiales et de la solution active il doit apparaître une colonne métasomatique sous forme d’un ensemble de zones métasomatiques formées simultanément, à délimitation tranchée.

La cause de l’apparition d'une zonalité métasomatique est la mobilité différentielle des constituants : le passage successif des constituants de l'état inerte à l'état parfaitement mobile fait apparaître des fronts de remplacement, formant une colonne de zones de composition minéralogique différente.

Comme on le sait, le nombre de minéraux est déterminé par le nombre de paramètres extensifs du système et, dans le cas de la métasomatose, $r_{T,V,\mu}^{\max} = k_i + 1$, c'est-à-dire qu'il est égal au nombre de constituants inertes, plus le volume. Le passage successif des constituants de l'état inerte à l'état parfaitement mobile entraîne respectivement une diminution du nombre de minéraux dans les zones de la colonne jusqu'à la dernière zone monominérale d'arrière, formée du fait du comportement parfaitement mobile de tous les constituants. Le volume occupé par cette zone est rempli par un minéral dont les constituants saturent la solution au plus haut degré et qui, à cause de cela, développe une très forte pression de cristallisation.

La diminution du nombre de minéraux dans les zones métasomatiques à mesure que le processus gagne en intensité, jusqu'à formation de zones monominérales, est le trait distinctif le plus caractéristique des processus métasomatiques.

Dans l'interprétation d'une colonne métasomatique en tant qu'ensemble de zones formées simultanément se pose naturellement la question de savoir ce que signifie le mot "simultanément" dans une expression physique et quelles sont, en réalité, les dimensions de ces zones et colonnes initiales. Une modélisation informatique a montré que l'état transitoire (lorsque les équations (3.37) et (3.35) ne "fonctionnent" pas et qu'il y a défaut d'équilibre local) représente une partie minime négligeable du temps initial. Ainsi, les expériences montrent [Zaraïsky, 1989] que pour de simples colonnes (à nombre de zones le plus élevé) pour une épaisseur de colonne de 0,3–0,4 mm au total, le microscope permet de constater que toutes les zones sont bien visibles : les limites en sont nettes et elles ne renferment pas de reliques de minéraux. Le temps expérimental de formation des colonnes est toujours connu et il dépend de la composition de la roche initiale, de la composition et de la concentration de la solution et, bien entendu, de la température. Si l'on opère avec des chiffres moyens, il faut, pour des colonnes de haute température (400–500° C), d'une épaisseur de 2,.0 à 5,0 mm, 144–216 heures. Autrement dit, la vitesse de progression du front de la colonne qui s'est constituée est en chiffres ronds de 0,3–0,6 mm/jour ou 108–216 mm/an. Tenant compte de la porosité nettement plus réduite (de 20–30 fois) des milieux naturels, on peut adopter des vitesses de 3,6–10,8 mm/an. La puissance habituelle des zones d'altération métasomatique par infiltration sont d'au moins quelques mètres et même de dizaines de mètres. Autrement dit, "l'étape cinétique" fait des millièmes et même des dix-millièmes du temps qu'il a fallu à la colonne pour se former.

Il est intéressant de noter que la succession des réactions minéralogiques qui se passent dans la "zone cinétique" répond en principe aux réactions de remplacement dans la colonne où règne un équilibre local. Ceci s'explique par le

fait que les forces agissantes, déterminant la vitesse de déplacement du front de remplacement, et les vitesses de la réaction de remplacement se trouvent en principe être les mêmes. Ainsi, d'après les équations (3.34) et (3.35), la vitesse de propagation du front de remplacement dans la colonne est d'autant plus élevée que la différence entre les concentrations des constituants dans les zones contiguës est importante. La vitesse de la réaction chimique dépend aussi de la concentration des constituants et, lors des réactions de remplacement, elle est d'autant plus élevée que la différence des concentrations des constituants est importante. C'est pourquoi, la colonne qui, dans les premiers instants, a pris naissance en tant que colonne cinétique, se réorganise facilement et rapidement en colonne à équilibre local.

La colonne s'étant formée avec le temps, à mesure de la percolation des solutions, subit seulement un accroissement proportionnel, parce que toutes les grandeurs similaires se trouvant entre parenthèses restent constantes :

$x^I = \left(\varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a}\right)v$ et $l^{I/II} = x^I - x^{II} = \left[\left(\varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a}\right)^I - \left(\varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a}\right)^{II}\right]v$.

Ce n'est que le volume de la solution infiltrante qui reste la seule variable indépendante.

Si la colonne métasomatique est composée de "k" constituants, tous inertes au départ (k_i), le nombre de zones (r) est, dans le cas général, égal à $Z = k_i + 1$, comme nous l'avons vu (3.36). Rappelons que. $f_{ex} = r^{\max}_{T,V,\mu} = k_i + 1$.

Cette zonalité, conditionnée par le passage à tour de rôle des constituants de l'état inerte à l'état parfaitement mobile, on a convenu de l'appeler *zonalité fondamentale* (principale). Mais, la succession des événements faisant passer les constituants à l'état parfaitement mobile a reçu le nom de *séquence de mobilité différentielle des constituants* ou simplement séquence de mobilité des constituants.

L'équation de la zonalité d'infiltration exprime quantitativement, avec évidence, les causes de la mobilité différente, différentielle, des constituants. Si le front de remplacement externe est caractérisé par le passage à l'état parfaitement mobile du constituant "a" et si le front suivant est créé par suite du changement de régime du constituant "b", il est évident que l'on a : $\left(\frac{x}{v}\right)^I = \varphi_a \frac{\Delta C_a}{\Delta a} > \left(\frac{x}{v}\right)^{II} = \varphi_b \frac{\Delta C_b}{\Delta b}$. Autrement dit, la mobilité des constituants dépend du changement de concentration et du changement concomitant de teneur du constituant lors du passage d'une zone métasomatique à l'autre : plus la

grandeur du changement de concentration de saturation est élevée pour un changement mineur de teneur du constituant, plus ce même constituant est-il mobile. Il s'en suit qu'on ne peut avoir de séquences de mobilité "absolues". La mobilité des constituants est déterminée par la composition et la concentration de la solution active et par la composition des roches remplacées. D'autre part, on observe dans beaucoup de processus métasomatiques une inertie particulière de constituants peu solubles, tels que Al_2O_3 et TiO_2.
Si les colonnes multizonales dont le nombre de zones $Z = k_i + 1$ représentent le cas le plus général du métasomatisme, on observe un autre cas extrême où, en vertu de causes déterminées, il n'y a qu'un seul constituant qui change de régime ou la concentration de celui-ci devient différente de celle de la solution en équilibre. Dans ce cas, il n'apparaît qu'une zone unique de remplacement sans formation d'une colonne multizonale. C'est, comme nous l'avons signalé ci-dessus, un cas de *métasomatose simple*. Les exemples en sont largement connus : microclinisation postmagmatique, albitisation de granitoïdes, etc. Il est évident que dans la nature nous rencontrons des formations intermédiaires variées, depuis des métasomatites entièrement multizonales à des métasomatites simples.

Remarquons encore deux particularités importantes des colonnes isothermes d'infiltration. En tenant compte de "l'inertie constante" de certains constituants et de la diversité de composition des minéraux naturels, on a pu supposer que, même dans les conditions naturelles, on rencontre des cas où, lors du départ (ou apport) d'un constituant inerte, il y a plus d'une réaction de la roche avec la solution avec formation de minéraux de réaction se distinguant surtout par leur teneur en constituant inerte. Ainsi, dans le schéma :

$$\to \overset{\text{IV}}{A} \underset{\uparrow\downarrow}{|} \overset{\text{III}}{A + AB} \,|\, \overset{\text{II}}{A + AB_2} \underset{\uparrow\downarrow}{|} \overset{\text{I}}{A + AB_2 + C} \to$$

où les flèches ↑↓ représentent les constituants (*B* et *C*) passant à l'état parfaitement mobile. Ou bien l'exemple des zones internes d'une colonne de greisen qu'on rencontre dans la nature :

→	IV	III	II	I	→
	quartz	quartz + topaze	quartz + muscovite	quartz + muscovite + feldspath potassique	

↑↓ Al (entre → et IV) ; ↑↓ K (entre II et I)

Dans les deux colonnes ci-dessus les zones II et III renferment le même nombre de minéraux et, par conséquent, le même nombre de constituants inertes : le constituant conventionnel B dans le premier cas et le constituant Al dans le deuxième cas de la colonne à greisen. La teneur des constituants inertes dans les zones II et III est toutefois différente par suite de la possibilité d'apparition de minéraux de réaction, assurant une diminution de l'énergie libre au passage de

zone à zone (voir plus loin). Il est indiqué d'appeler ce genre de zonalité *zonalité complémentaire*. Le trait distinctif de la zonalité complémentaire est de compter le même nombre de minéraux dans les zones adjacentes.

Une autre particularité de la structure des colonnes métasomatiques d'infiltration est que les zones externes qui sont soumises à des modifications restreintes et ont souvent une extension régionale, se forment dans des conditions isobares $\left(r_{T,p,\mu}^{\max} = k_i\right)$, alors que les zones internes ayant subi des altérations intensives se forment toujours à volume constant $\left(r_{T,V,\mu}^{\max} = k_i + 1\right)$. Dans de telles colonnes on a habituellement $Z = k_i$, étant donné que lors du passage d'un régime isobare à un régime isochore il y a à la fois deux constituants qui passent à l'état parfaitement mobile. De telles situations sont surtout caractéristiques des zones de propylitisation, de bérésitisation, de métasomatose à quartz-séricite, lors du développement superficiel de ces processus d'altération de roches éruptives. La cause du changement de régime "mécanique" d'un processus est assez simple : dans les zones externes où l'apport-départ relatif de constituants est peu important (3–4 %), celui-ci est facilement compensé par un remplacement encore moins important du volume lors de la formation de silicates hydroxylés, carbonates, etc. Lors du départ intensif de constituants, se produisant dans les zones internes, les vides qui se forment se remplissent aussitôt d'un dépôt du minéral qui sature le plus la solution. Dans les métasomatites liées aux granitoïdes, ce minéral est le quartz et le passage du régime isobare au régime isochore se fait par passage de la silice à l'état parfaitement mobile. Dans les métasomatites d'apobasites, c'est souvent un carbonate qui remplit le rôle de "minéral parfaitement mobile".

Pour illustrer et concrétiser ce qui vient d'être exposé, nous reproduisons au tableau 3.1 une colonne de bérésitisation de roches éruptives acides, caractéristique des gisements polymétalliques du Karamazar. Lez zones externes (1, 2, 3) ayant une extension superficielle se distinguent par des altérations particulières des roches et ne sont même pas, pour beaucoup de chercheurs, liées à une bérésitisation. Ceci est certes incorrect et, qui plus est, ces altérations externes sont spécifiques pour chaque type d'altération périmétallifère et peuvent constituer des indicateurs d'altérations périfiloniennes. A partir de la zone 4 a lieu une altération des roches sensiblement plus intense (décomposition de feldspaths, etc.). Ces altérations s'effectuent de manière isochore, à volume des roches constant, et le rôle de "minéral parfaitement mobile" remplissant le déficit de volume, est joué par le quartz. Il est caractéristique et significatif que toutes les réactions aux limites des zones 3/4, 4/5, 5/6, 6/7 se font par apport de silice et le quartz remplace même l'ankérite, la pyrite, c'est-à-dire des minéraux ne contenant pas de silice au départ.

4. Conclusions essentielles. La recherche de modèles théoriques et expérimentaux et les observations d'objets de la nature qui sont en accord avec ceux-ci, montrent que la métasomatose isotherme d'infiltration se caractérise par les traits essentiels suivants :

a) Lors de la percolation de solutions de composition arbitraire, mais déterminée, invariable dans le temps, à travers une roche de composition arbitraire, mais homogène, invariable dans l'espace se forme une colonne de zones à limites abruptes, se distinguant par leur composition minérale.
b) Aux limites des zones a lieu une modification par saut brusque de la composition de la roche et de la solution ; aux limites des zones les compositions de la roche et de la solution restent constantes.
c) Les processus de remplacement s'effectuent seulement aux limites de zones et se traduisent par le remplacement de minéraux par des minéraux d'une autre composition.
d) Au fur et à mesure de la percolation des solutions il y a seulement croissance proportionnelle des zones de la colonne sans changement de sa composition ni de sa structure.
e) La zonalité métasomatique entraîne une mobilité différentielle des constituants : à la limite de chacune des zones, à mesure de l'intensification du processus, a lieu un passage successif des constituants de l'état inerte à l'état parfaitement mobile ; cette succession porte le nom de séquence de mobilité différentielle des constituants.
f) La mobilité des constituants est déterminée par la concentration des constituants dans la solution et leur teneur dans les roches remplacées : plus la variation de concentration est élevée pour une variation moindre de la teneur du constituant au front de remplacement (interface entre zones), plus la mobilité du constituant donné est grande.
g) Le passage en cascade des constituants de l'état inerte à l'état parfaitement mobile entraîne une diminution du nombre de minéraux dans les zones métasomatiques (à l'extrême, un seul minéral à chaque limite de zone) jusqu'à formation de zones d'arrière monominérales ; la diminution du nombre de minéraux à mesure de l'intensification du métasomatisme et de l'intensification correspondante de l'altération chimique des roches constitue un trait distinctif caractéristique des métasomatites.
h) La zonalité fondamentale entraînée par la mobilité différentielle des constituants peut se compliquer par une zonalité complémentaire, du fait de la possibilité de certaines réactions favorables sur le plan thermodynamique entre la solution et les roches sans qu'il y ait changement de régime des constituants.

i) Il est, apparemment, habituel d'avoir dans les zones externes à faibles modifications un passage de conditions isobares à des conditions isochores lors d'une métasomatose intense.

Tableau 3.1. **Colonne métasomatique de bérésitisation**

Zone de colonne	Association minérale de la zone	Réaction de remplacement et constituant devenant parfaitement mobile
1	Qtz$^+$Or$^+$Ser$^+$Ab$^+$Chl$^+$Cc$^+$Py	Or→
2	Qtz$^+$Ser$^+$Ab$^+$Chl$^+$Cc$^+$Py	→Ab±Ser±Qtz
		Chl$^+$Cc→
3	Qtz$^+$ Ser$^+$Ab$^+$Ank$^+$Py	→Ank$^+$Ser(↓↑K)
		Ab→
4	Qtz$^+$ Ser$^+$Ab$^+$Ank$^+$Py	→Ser$^+$Qtz(↓↑Na)$^+$(↓↑Si)
		Ank→
5	Qtz$^+$ Ser$^+$Py	→Qtz($^+$↓↑Mg)
		Py→
6	Qtz$^+$ Ser	→Qtz($^+$↓↑Fe)
		Ser→
7	Qtz	→Qtz

Les particularités qui viennent d'être mentionnées caractérisent les propriétés les plus importantes de la zonalité métasomatique d'infiltration. Elles sont la traduction du modèle général idéalisé de la métasomatose isotherme d'infiltration. Les colonnes métasomatiques qui dans la nature se développent dans un environnement géologique concret et répondent ou, à la limite, s'approchent des propriétés citées peuvent avoir leurs propres particularités spécifiques. Ainsi, la progression frontale d'une colonne métasomatique a lieu dans des conditions de porosité homogène. La présence de zones de perméabilité élevée et de fissuration entraîne évidemment le développement préférentiel avancé de métasomatites dans ces zones.

Le modèle de la métasomatose par infiltration s'appuie sur le principe d'équilibre local. Néanmoins, dans une série de cas, particulièrement parmi les métasomatites de plus basse température, l'irrégularité de la perméabilité ou la lenteur des vitesses de réactions permet la conservation au sein des métasomatites de reliques de minéraux issues des zones précédentes. Ces reliques se reconnaissent facilement aux structures du remplacement ou à leur répartition irrégulière. Dans une analyse théorique, ces minéraux doivent, bien entendu, être rapportés à la zone précédente. Cependant, d'un autre côté, s'il n'y avait pas de reliques de minéraux et si l'équilibre local était complètement

réalisé, jamais nous ne pourrions déchiffrer les détails du mécanisme de remplacement.

Tableau 3.1. (suite)

Mobilité croissante →		Type de Processus
Constituants inertes	Constituants parfaitement mobiles	
Al, Fe, Mg, Si, Na, Ca, K	O_2, S_2, CO_2, H_2O	P = const.
Al, Fe, Mg, Si, Na, Ca	K, O_2, S_2, CO_2, H_2O	
Al, Fe, Mg, Si, Na	Ca, K, O_2, S_2, CO_2, H_2O	
Al, Fe, Mg	Si, Na, Ca, K, O_2, S_2, CO_2, H_2O	V = const.
Al, Fe	Mg, Si, Na, Ca, K, O_2, S_2, CO_2, H_2O	
Al	Fe, Mg, Si, Na, Ca, K, O_2, S_2, CO_2, H_2O	
Tous les constituants sont parfaitement mobiles		

Enfin, la zone du remaniement métasomatique par des solutions peut affecter des roches primaires de compositions différentes. En principe, on peut y distinguer deux cas extrêmes. Dans l'un de ceux-ci, lorsque la modification de composition chimique (c'est-à-dire la teneur en constituants inertes) est peu importante, il y a modification en quantité des proportions de minéraux, déterminant les constituants inertes virtuels. Dans l'autre cas, il y a modification radicale de la composition de la roche de départ. Il convient de considérer les métasomatites qui se forment au sein de celles-ci comme une colonne indépendante : elle a, en effet, une tout autre structure. Tout le monde connaît l'exemple des bérésites et des listwaenites, mais il y a des situations où il n'est pas aisé de tracer cette limite.

3.4. La zonalité métasomatique de diffusion

Conclusion de l'équation de la zonalité métasomatique de diffusion

De l'équation du flux général de matière (3.20) pour le flux isotherme de diffusion du constituant "*i*", nous tirons l'expression:

$$I_i^{dif} = \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{dif} = -L_i^{dif} \cdot \nabla\mu_i \qquad (3.38)$$

où L_i^{dif} est le coefficient cinétique exprimant la quantité de composant "*i*" transporté à travers une section unitaire pour une température donnée et une force active $\nabla\mu$. Pour un débit unidimensionnel cette expression peut se transformer :

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} = -L_i^{dif} \cdot \frac{\partial \mu_i}{\partial x} = -\frac{L_i^{dif} \cdot RT}{C} \cdot \frac{\partial C}{\partial x} = -D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x} \qquad (3.39)$$

ou

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} = -D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x} \qquad (3.40)$$

L'équation (3.40) définit l'expression de la première loi de Fick, donnant aussi la quantité de constituant "*i*" transportée par unité de temps à travers une section unitaire sous un gradient de concentration égal à $\frac{\partial C_i}{\partial x}$. En comparant les membres des équations (3.39) et (3.40), on voit aisément combien le coefficient de diffusion bien connu représente une grandeur complexe non linéaire à facteurs multiples :

$$D_i = \frac{L_i^{dif} \cdot RT}{C} \qquad (3.41)$$

En prenant la dérivée des deux membres de l'équation par rapport à *x* :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(-\frac{\partial m_i}{\partial t}\right) = \frac{\partial}{\partial x}\left(-D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x}\right) \qquad (3.42)$$

et en admettant, comme ci-dessus, qu'on a une section unitaire, mais que D_i est indépendant de la distance, nous obtiendrons l'expression de la deuxième loi de Fick :

$$\frac{\partial i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x}\right) \qquad (3.43)$$

où $\frac{\partial i}{\partial t}$ est la variation de teneur du constituant "*i*" dans un volume de roche élémentaire et $\frac{\partial}{\partial x}\left(D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x}\right)$, la variation de sa concentration dans la solution. Dans l'expression (3.43) on néglige la porosité de la roche, la solution poreuse présentant une teneur en constituant "*i*", puisqu'ils sont très petits par rapport à la définition générale de la métasomatose. Mais s'ils sont essentiels, il convient de remplacer l'expression (3.43) par une autre :

$$\frac{\partial\left(i^S + \rho C_i\right)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x}\right) \tag{3.44}$$

où i^S est la teneur du constituant "*i*" dans la roche, ρ la porosité (volume des pores), C_i la concentration du constituant "*i*" dans la solution poreuse.

Remarquons que les expressions (3.43) et (3.44) constituent des équivalents de la forme habituelle de notation de la deuxième loi de Fick :

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_i \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x}\right) \tag{3.45}$$

La différence consiste seulement dans le fait que dans l'équation (3.45) $\frac{\partial C_i}{\partial t}$ renvoie à la variation de concentration du constituant "*i*" dans un volume unitaire de solution pour la diffusion en milieu homogène. Pour notre objectif – étude de la métasomatose par diffusion – il est essentiel de distinguer par le symbole particulier $\frac{\partial i}{\partial t}$ la variation de concentration (teneur dans le volume élémentaire) dans la roche.

Si la solution contient "*k*" constituants, il est clair que nous aurons *k* équations de la forme (3.43), chacune d'elles caractérisant la diffusion indépendante de chacun des constituants. Les équations (3.43) à (3.45) sont non-linéaires et leur solution pour des systèmes à nombreux constituants représente un problème compliqué.

Elles se limitent habituellement à des solutions particulières (avec conditions aux limites déterminées) et à des approximations acceptables.

Renvoyant le lecteur aux travaux originaux comprenant l'argumentation nécessaire [Korzhinsky, 1968, 1982 ; Frantz & Mao, 1976 ; Demin *et al.*, 1979 ; Balashov, 1985, 1992 ; Guy, 1993], nous nous limiterons à la conclusion la plus succincte de D.S. Korzhinsky pour les cas les plus simples de la métasomatose périfilonienne et de contact. Cette conclusion a été faite de la même manière que pour la conclusion de l'équation de la zonalité d'infiltration.

En posant comme constants les coefficients de diffusion des constituants, nous obtiendrons *k* équations de la forme :

$$\frac{\partial i}{\partial t} = D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} \tag{3.46}$$

Dans des conditions d'équilibre chimique local le nombre de degrés de liberté du système est limité par k équations thermodynamiques liant les concentrations et les teneurs des constituants.

Alors, dans des conditions aux limites déterminées – composition constante de la roche de départ ($a = a^0,\ldots, k = k^0$ pour $x = 0$, $t > 0$) et composition déterminée de la solution $C_a = C_a^0, \ldots, C_k = C_k^0$ pour $x = 0$ et $t > 0$) –, l'état de la zone de diffusion réciproque dépend seulement des deux paramètres x et t.

Considérant une section où la teneur en constituant "i" a été maintenue constante, nous avons:

$$di = \left(\frac{\partial i}{\partial t}\right)_x dt + \left(\frac{\partial i}{\partial x}\right)_t dx = 0 \qquad (3.47)$$

et, remplaçant $\frac{\partial i}{\partial t}$ à partir de (3.46), nous obtenons k équations de la forme :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_i = -D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.48)$$

Les conditions aux limites étant constantes et la composition des zones étant constante, on peut transformer le système des k équations de la forme (3.48) en effectuant le changement de variable $\frac{x}{\sqrt{t}} = w$, où $w = u^{dif}$ est la vitesse de déplacement de la section ; on obtient dès lors l'équation de la zonalité de diffusion simple :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_{a..k} = -D_a \frac{\partial^2 C_a}{\partial x^2} : \frac{\partial a}{\partial x} = \ldots = -D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x} = -D_k \frac{\partial^2 C_k}{\partial x^2} : \frac{\partial k}{\partial x} \qquad (3.49)$$

équation qui est justifiée grâce aux limitations introduites et à la constance de composition des zones.

Propriétés générales de la zonalité métasomatique de diffusion

L'analyse des équations de la diffusion et de la zonalité de diffusion permet de mettre en évidence les particularités essentielles et les propriétés de la métasomatose de diffusion, que nous exposerons sous la forme de résultats, renvoyant le lecteur pour l'argumentation détaillée aux travaux spécialisés [Korzhinsky, 1969, 1982 ; Demin *et al.*, 1969 ; Guy, 1993 ; Zharikov, 1965 ; Balachov, 1992]. Nous remarquerons avant tout la différence de principe entre les zonalités métasomatiques d'infiltration et de diffusion. Si dans les colonnes

d'infiltration la concentration des constituants dans les zones métasomatiques reste constante, il y a dans les zones de la métasomatose de diffusion changement continuel de la concentration des constituants dans la solution.

L'analyse de l'équation de diffusion montre ce qui suit :

a) Pour les zones de départ de constituants $\frac{\partial C_i}{\partial t} < 0$ et $\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} < 0$ (3.50). Les courbes $C_i = f(t)$ pour $x = const.$ et $C_i = f(x)$ pour $t = const.$ ont donc leur concavité tournée vers le bas.

b) Pour les zones d'apport de constituants, au contraire, $\frac{\partial C_i}{\partial t} > 0$ et $\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} > 0$ (3.51) et les courbes $C_i = f(t)$, $C_i = f(x)$ ont leur concavité tournée vers le haut (à x et t respectivement constants)[4].

c) Les courbes $C_i = f(t)$ et $C_i = f(x)$ sont fortement non-linéaires pour les faibles valeurs de x et de t et tendent nettement à devenir linéaires à mesure de la croissance de x et de t. Autrement dit, pour t et x très grands $\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} \to 0$ et $\frac{\partial C}{\partial x} \to const.$ et l'équation de diffusion peut faire l'objet d'une approximation dans laquelle le gradient de concentration est une fonction linéaire de la distance.

d) On a $\frac{\partial^2 C_i}{\partial t_2} < 0$, c'est-à-dire que la vitesse de variation de la concentration du constituant, autrement dit, la vitesse de diffusion ralentit avec le temps. De même, la valeur absolue $\left|\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}\right| < 0$ et la vitesse de variation de la concentration (vitesse de diffusion) ralentit avec la distance. Pour des t qui ne sont pas très petits, il est légitime de recourir à la relation $x = w\sqrt{t}$ (3.52), w étant la vitesse de diffusion (souvent on prend approximativement $x = \sqrt{2Dt}$). Cette relation se confirme parfaitement lors de la reproduction

---

[4] Remarquons que dans les cas de configurations complexes des milieux réactifs l'allure des fonctions $\frac{\partial C_i}{\partial t}$ pour différents X peut être plus compliquée. Ainsi, dans le cas de la diffusion du constituant "*i*" dans un espace infini à partir d'un corps limité, C_0 se met d'abord à croître pour les petites valeurs de X, puis décroît, alors que, pour les grandes valeurs de X, on a toujours $\frac{\partial C_i}{\partial t} > 0$ (X est la distance dans le milieu infini par rapport au contact du corps limité).

expérimentale des colonnes métasomatiques de diffusion. La figure 3.4 donne quelques relations $x = f(t)$ pour des colonnes de diffusion de lessivage acide et d'interaction bimétasomatique [Zharikov & Zaraïsky, 1973 ; Zharikov, 1985 ; Zaraïsky, 1989]. On voit aisément que la vitesse w de croissance des limites de zones varie dans de larges intervalles de 0,4 à 18–20 $cm/an^{1/2}$ en fonction de la position de la limite dans la colonne, de la porosité, de la composition et du pH de la solution.

e) Si dans la zone de diffusion il se produit une réaction entre la solution et la roche, celle-ci n'est possible que moyennant le remplacement d'un minéral unique par un autre, c'est-à-dire qu'elle entraîne l'apparition d'une zonalité métasomatique de diffusion. Dans ce cas, l'équation (3.49) admet la solution finale :

$$\left(\frac{\partial x}{\partial t}\right) = -D_a \frac{\Delta\left(\frac{\partial C_a}{\partial x}\right)}{\Delta a} = \ldots = -D_k \frac{\Delta\left(\frac{\partial C_k}{\partial x}\right)}{\Delta k} \qquad (3.53)$$

les membres ayant une valeur réelle pour les constituants prenant part à la réaction de remplacement. Dans un diagramme $C - x$, les droites $\frac{\partial C}{\partial x}$ subissent une discontinuité à l'endroit de ces limites de remplacement (dans le sens positif ou négatif, suivant qu'il y a départ ou apport d'un constituant donné). La figure 3.5 donne les diagrammes $C - x$ et $i - x$ pour le cas le plus simple du remplacement d'un minéral A à un seul constituant par le minéral F également à constituant unique lors d'une métasomatose périfissurale, où les concentrations initiales dans la source (fissure) et dans l'espace quasi infini (roches encaissantes d'un même côté de la), respectivement C_f, C_a et C_f^0, C_a^0, sont constantes. On a représenté un cas où le temps t est suffisant pour que les gradients de concentration pour que les gradients de concentration soient linéaires.

On voit aisément qu'à la limite où le remplacement de A par F a lieu+(f) $\rightarrow F$ + (a) (ce qui se représente d'habitude par $\rightarrow F|A \rightarrow$) $\Delta\left(\frac{\partial C_f}{\partial x}\right) < 0$, mais $\Delta\left(\frac{\partial C_a}{\partial x}\right) > 0$, c'est-à-dire que le gradient de concentration des constituants qui réagissent change, ce qu'exprime graphiquement la discontinuité des droites $\frac{\partial C}{\partial x}$

La figure 3.6 représente le cas général où un minéral à constituant unique F remplace la roche biminérale A+B (composée, elle aussi, de deux minéraux à

constituant unique). Les conditions aux limites sont similaires à celles de l'exemple qu'on vient de traiter : C_f, C_a, C_b sont constants pour $x = 0$ et $x = \infty$, alors que C_f est grand par rapport à C_a et C_b pour $x = 0$ et que, au contraire, $C_a > C_b$ sont beaucoup plus grands que C_f pour $x = \infty$. Le temps t est suffisant pour que les gradients de concentration aient une allure linéaire. Par suite de la différence des gradients de concentration et de celle des coefficients de diffusion des constituants dans la zone d'interaction au sein de la roche initiale A+B, il se forme une colonne de zones métasomatiques $\rightarrow \overset{\text{II}}{F} \Big| \overset{\text{I}}{F + A} \Big| \overset{0}{A + B} \rightarrow$. Pour le constituant "$f$", à chaque interface (II/I et I/0), on a $\Delta\left(\frac{\partial C_f}{\partial x}\right) < 0$, ce qui correspond à un apport en constituant "f" et un remplacement de B par F (interface I/0) et de A par F (interface II/I). La courbe $\frac{\partial C}{\partial x}$ présente donc deux discontinuités de forme concave. Au niveau de l'interface I/0, le minéral B est remplacé par le minéral F et le constituant "b" est lessivé. De même, pour le constituant "b", on a $\Delta\left(\frac{\partial C_f}{\partial x}\right) > 0$ et la courbe du gradient de concentration présente une discontinuité de forme convexe. Pour le constituant "a", l'équation (3.50) n'a pas de solution à l'interface I/0 parce que le gradient $\frac{\partial C_a}{\partial x}$ n'y change pas et qu'il n'y a, par conséquent, ni départ ni apport en constituant "a". A l'interface II/I on a $\Delta\left(\frac{\partial C_f}{\partial x}\right) > 0$ et le minéral A est remplacé par le minéral F avec départ du constituant "a" et apport du constituant "f", les courbes du gradient de concentration ayant une allure convexe (pour le constituant "a") et concave (pour le constituant "f"). La zone I dans laquelle il peut y avoir changement des teneurs en constituants "f" et "a" et, par suite, des teneurs en minéraux F et A, présente un intérêt particulier. Nous n'approfondirons pas par une étude de détail cette situation qui manque de simplicité, mais retiendrons que ce problème a apparemment seulement des solutions alternatives particulières dont l'essentiel se ramène à ce qui suit. Si la densité molaire des minéraux F et A est différente, les proportions quantitatives des minéraux peuvent se modifier afin d'assurer le maintien de la linéarité du gradient de concentration des constituants dans l'étendue de la zone I (voir fig. 3.6). En revanche, pour des densités molaires voisines, les compositions des zones resteront constantes, car la dissolution ou la précipitation des constituants entraînerait la perte de la linéarité du gradient de concentration des constituants.

f) La différence de principe existant entre des colonnes de diffusion réside dans le comportement des minéraux, solutions solides, dans l'étendue des zones métasomatiques. Étant donné que le gradient de concentration des constituants varie de manière continue dans l'étendue des zones, il y a aussi variation parallèle de la teneur en constituants diffusés des minéraux de composition variable. La variation de composition des minéraux, solutions solides, dans l'étendue des zones est un indice caractéristique de la zonalité de diffusion (à la différence de la zonalité d'infiltration).
g) Les colonnes de diffusion, tout comme les colonnes d'infiltration, prennent naissance comme conséquence de la mobilité différentielle des constituants et se caractérisent donc par la réduction du nombre de minéraux dans les zones à mesure de l'intensification de l'altération des roches de départ. A côté de cette zonalité "fondamentale", les colonnes de diffusion sont habituellement l'objet d'une zonalité complémentaire (parfois même prédominante), formée par des minéraux réactionnels, zonalité dont l'apparition est particulièrement favorisée par des conditions de variation continue ininterrompue de concentration des constituants lessivés et apportés. La zonalité complémentaire, comme nous l'avons signalé, se distingue par un nombre égal de minéraux dans les zones contiguës.

Zonalité bimétasomatique

La zonalité bimétasomatique présente un intérêt particulier parmi les formations métasomatiques de diffusion ; elle prend naissance lors de la lente percolation de solutions dans la zone de contact entre deux milieux en déséquilibre chimique. Par suite de la différence des concentrations (plus exactement, de la différence des potentiels chimiques) des constituants, va commencer dans les milieux entrant en contact une interdiffusion des constituants avec formation dans la zone de diffusion de certaines zones métasomatiques composées de minéraux réactionnels (si, bien entendu, la formation de minéraux composés de constituants diffusants est possible).

Considérons à titre d'illustration deux cas très simples d'interaction bimétasomatique entre les minéraux à constituant unique *A* et *B*, formant des minéraux réactionnels composés des constituants "*a*" et "*b*". La figure 3.7 représente les diagrammes concentration – distance ($C – x$) et teneur – distance ($i – x$) dans le cas où les constituants "*a*" et "*b*" donnent lieu à des réactions entre minéraux de composition constante. Le diagramme est établi pour un temps quelconque $t>t_0$, lorsque la réaction d'interaction entre les constituants "*a*" et "*b*" donne lieu à formation d'une colonne bimétasomatique dans la zone d'interdiffusion :

$$\leftarrow A \mid A_3B \mid A_2B \mid\mid AB_2 \mid AB_3 \mid B \rightarrow$$

Pour autant que les minéraux de réaction présentent une composition constante, la teneur des zones en constituants varie graduellement et par sauts brusques d'une zone à l'autre. Les gradients de concentration des constituants varient de manière ininterrompue et aux interfaces entre zones les courbes $C_a, C_b = f(x)$ présentent une discontinuité répondant à la solution finale de $\Delta\left(\frac{\partial C}{\partial x}\right)$, positive dans le cas du départ du constituant (discontinuité de forme convexe) et négative dans le cas de l'apport du constituant (discontinuité de forme concave). Au cours du temps a lieu une croissance des zones sans changement de structure de la colonne. La vitesse de croissance diminue en accord avec l'équation (3.52) $\left(w = \frac{x}{\sqrt{t}}\right)$.

La figure 3.8 donne la structure de la colonne et les diagrammes concentration ($C_{a,b}$) – distance (x), teneur (a, b) des constituants – distance (x) dans le cas de l'interaction bimétasomatique des minéraux à constituant unique A et B avec formation de zones de réaction composées de minéraux de composition

variable en fonction de la teneur des constituants "*a*" et "*b*". En comparant les colonnes des figures 3.7 et 3.8, on voit aisément que, dans le dernier cas, dans l'étendue des zones composées des minéraux, solutions solides, a lieu une modification de leur composition :

$$\leftarrow \overset{0.0}{A} \Big| \text{de } A_9 \overset{4}{B_1} \text{ à } A_8 B_2 \Big| \text{de } A_7 \overset{3}{B_3} \text{ à } A_6 \overset{3}{B_4} \Big\| \text{de } A_4 \overset{2}{B_6} \text{ à } A_3 B_7 \Big| \text{de } A_2 \overset{1}{B_8} \text{ à } A_1 B_9 \Big| \overset{0}{B} \rightarrow$$

On a adopté ici une miscibilité limitée des constituants "*a*" et "*b*" (dans les limites indiquées ci-dessus) ; il se forme, de ce fait, une zonalité avec modification finale des compositions et du gradient de concentration des constituants aux limites des zones. Si $A\,B$ était caractérisé par une miscibilité complète des constituants, il pourrait apparaître entre les A et B de départ une zone unique du minéral $A\,B$: $\leftarrow A \mid AB \mid B \rightarrow$. La colonne donnée ci-dessus (voir fig. 3.8) croît sans changement de structure avec ralentissement dans le temps conformément à l'équation (3.52).

Les exemples de zonalité bimétasomatique qu'on vient d'évoquer sont certes les plus simples. Dans des cas plus compliqués où l'on a, par exemple, certains constituants qui diffusent et des minéraux à plusieurs constituants qui ont une composition constante, aussi bien qu'une composition variable, la structure des colonnes est plus complexe et celle-ci peut se modifier dans le temps en fonction

de la valeur des coefficients de diffusion des constituants, de leurs gradients de concentration (gradients d'activité) dans les milieux réactionnels et de l'influence sur l'activité de la composition de la solution en cours de modification. Ces situations exigent chaque fois des solutions concrètes propres.
Cependant, même pour les cas les plus simples, les modifications essentielles dans la structure des colonnes sont déterminées pour des conditions où les contacts entre milieux réactionnels ne sont pas plans mais courbes. Nous ne nous arrêterons pas à l'analyse théorique de ces situations [Korzhinsky, 1969, 1982 ; Zharikov & Vlasova, 1961], et examinerons, en guise d'illustration, l'influence qu'a la forme du contact sur la structure de la colonne bimétasomatique.

La figure 3.9 relative à la zonalité avec minéraux réactionnels de composition constante (voir fig 3.7) montre le rapport d'épaisseur des différentes zones pour un contact convexe (I) et un contact concave (II) (par rapport au milieu *A*). Le diagramme est construit avec calcul de la balance des constituants "*a*" et "*b*", nécessaires pour la formation de zones réactionnelles dans les mêmes rapports que dans le cas du contact plan, considéré plus haut (voir fig. 3.7).
On voit aisément que dans un milieu limité par un contact concave il se produit une croissance progressive des zones, le volume de la roche remplacée diminuant constamment. Ceci s'exprime de manière particulièrement nette pour la limite la plus externe ($\rightarrow A_3B \mid A \rightarrow$ sur la fig. 3.9, I $\rightarrow AB_3 \mid B \rightarrow$ sur la fig. 3.9, II). Au bout d'un certain temps *t* la roche de départ *A* ou *B* peut être entièrement remplacée ; les conditions aux limites se trouvent être tout autres, ainsi que la vitesse et même le sens de déplacement des interfaces (interface $A_2B \mid AB_2$). Du côté du contact convexe la vitesse de déplacement de ces limites se ralentira non seulement conformément à la relation $x = w\sqrt{t}$, mais aussi en vertu de l'augmentation du volume de la roche remplacée (la surface de contact croît tout le temps, surtout pour le front le plus externe). Il s'ensuit que pour une certaine valeur de *t* la progression de la zone externe peut s'interrompre et la zone suivante remplacera progressivement la zone externe.

La conclusion générale est que, dans les conditions où les contacts sont incurvés, il y a apparition de colonnes bimétasomatiques présentant une asymétrie marquée. Cela a une importance particulièrement primordiale dans le cas des colonnes bimétasomatiques de skarns lié au remplacement sélectif de certaines zones par une minéralisation superposée.

3.5. Types complexes de zonalité métasomatique

Les équations et propriétés des colonnes métasomatiques d'infiltration et de diffusion qui ont été évoquées ci-dessus, représentent certes des types extrêmes de la zonalité métasomatique. On peut toutefois dire que même ces approximations extrêmes suffisent entièrement à débrouiller et traduire les particularités de structure de beaucoup de formations métasomatiques naturelles. Par ailleurs, dans le cas général, les processus métasomatiques naturels représentent des phénomènes complexes qui mettent en jeu de nombreux facteurs et dépendent entièrement de paramètres essentiels, ainsi que l'expriment les équations généralisées des flux de matière, introduites ci-dessus (3.13)–(3.20). Entre-temps, une solution complète de l'équation générale des flux fait défaut. On a découvert et obtenu des solutions particulières pour les combinaisons de processus les plus répandues dans les conditions naturelles : processus conjugués d'infiltration et diffusion [Zharikov, 1965, Zharikov & Vlasova, 1961 ; Balashov, 1985 ; Guy, 1993], processus de diffusion, compliqués par la cinétique des réactions [Balashov & Lebedeva, 1989 ; Balashov & Lebedeva, 1991], infiltration dans l'espace avec gradient de température [Korzhinsky, 1953, 1969]. Nous n'approfondirons pas l'étude de détail de ces modèles théoriques assez complexes, nous limitant à un exposé succinct des résultats.

La zonalité métasomatique d'infiltration–diffusion

La métasomatose par infiltration accompagnée de diffusion est un phénomène habituel des processus métasomatiques naturels. Il est fort probable qu'à ce type (où la diffusion joue un rôle plus ou moins important) se rapporte la majorité des colonnes métasomatiques naturelles. Pourtant, pour la détermination du rôle relatif joué par l'infiltration et la diffusion dans telle ou telle colonne, il convient de faire une étude minutieuse et fastidieuse des minéraux, solutions solides, dans l'étendue de toutes les zones, étant donné que la constance (dans l'infiltration) ou la variabilité (dans la diffusion) de leur composition représente l'unique critère général certain de différence. De telles études de détail se révèlent souvent inabordables ; c'est pourquoi les exemples bien étudiés de colonnes complexes d'infiltration–diffusion sont rares [Zharikov, 1968 ; Zharikov & Vlasova, 1961 ; Vlasova & Zharikov, 1975].

Nous examinerons brièvement les particularités de la structure des colonnes d'infiltration–diffusion. Le flux global du constituant "*i*" $\left(I_i^S = \left(\frac{dm_i}{dt} \right)^S \right)$ est

composé du flux d'infiltration $\left(I_i^{\inf} = \left(\frac{dm_i}{dt} \right)^{\inf} \right)$ et du flux de diffusion $\left(I_i^{dif} = \left(\frac{dm_i}{dt} \right)^{dif} \right)$ que l'on peut additionner à condition d'exprimer les forces actives conformément à l'équation de la vitesse d'accroissement de l'entropie (3.19). Alors :

$$I_i^S = I_i^{\inf} + I_i^{dif} = L_i^{\inf} X_i^{\inf} + L_i^{dif} X_i^{dif} = L_i^{\inf} \frac{\nabla p}{T} - L_i^{dif} \frac{\nabla \mu_i}{T} \qquad (3.54)$$

Pour des conditions isothermes et dans un espace à une dimension :

$$\left(\frac{dm_i}{dt} \right)^S = \left(\frac{dm_i}{dt} \right)^{\inf} + \left(\frac{dm_i}{dt} \right)^{dif} = L_i^{\inf} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{L_i^{dif} RT}{C_i} \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x} \qquad (3.55)$$

En remplaçant les coefficients cinétiques par les coefficients de filtration et de diffusion habituels et y substituant l'expression des forces actives, comme cela a été fait plus haut nous obtenons pour une section unitaire (q = 1) :

$$\left(\frac{dm_i}{dt} \right)^S = \varphi_i C_i w_0 - D_0 \frac{\partial C_i}{\partial x} = w_i C_i - D_i \frac{\partial C_i}{\partial x} \qquad (3.56)$$

où, rappelons le, $\varphi_i = \frac{w_i}{w_0}$ est le coefficient de l'effet de filtration, et w_0, ω_i les vitesses de filtration du flux et du constituant "i" ($w_0 = w_i$ pour $\varphi_i = 1$).

Puis, en suivant la même voie que lors de la conclusion des équations de la zonalité d'infiltration (voir ci-dessus, et également [Korzhinsky, 1951a, 1969, 1982 ; Zharikov & Vlasova, 1961]), nous effectuerons successivement les transformations suivantes. Prenant à partir de (3.56) la dérivée par rapport à la distance x et remplaçant $\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{dm_i}{dt} \right)$ par $\left(-\frac{\partial i}{\partial t} \right)^S$, où i est la teneur du constituant i dans le volume unitaire, nous obtiendrons :

$$\left(-\frac{\partial i}{\partial t} \right)^S = w_i \frac{\partial C_i}{\partial x} - D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} \qquad (3.57)$$

En choisissant une section où la teneur du constituant i est constante (c'est-à-dire di = 0), pour laquelle : $di = \left(\frac{\partial i}{\partial t} \right) dt + \left(\frac{\partial i}{\partial x} \right) dx = 0$, (3.58)

nous obtiendrons au total :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)^S = w_i \frac{\partial C_i}{\partial x} : \frac{\partial i}{\partial x} - D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x}, \qquad (3.59)$$

équation exprimant la vitesse relative de déplacement d'une section déterminée (à teneur du constituant "*i*" constante) et, en fait, le transport du constituant par infiltration et diffusion combinées.

L'équation (3.59) peut évidemment être présentée sous la forme :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_i^S = \left(\frac{dx}{dt}\right)_i^{\inf} + \left(\frac{dx}{dt}\right)_i^{dif} \qquad (3.60)$$

ou :

$$u_i^S = u_i^{\inf} + u_i^{dif} \qquad (3.61)$$

où $u_i^S = \left(\frac{dx}{dt}\right)^S$ est la vitesse globale du flux, égale à la somme de la vitesse de déplacement de la section par suite de l'infiltration :

$$u_i^{\inf} = \left(\frac{dx}{dt}\right) = w_i^{\inf} \frac{\partial C_i}{\partial x} : \frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.62)$$

et de la vitesse de déplacement de la section pour la diffusion :

$$u_i^{dif} = \left(\frac{dx}{dt}\right)_i^{dif} = -D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.63)$$

L'équation (3.59) peut aussi être exprimée en fonction du volume de la solution qui a percolé, puisque $dv = w_0 dt$, on a :

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)_i^S = \varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x} : \frac{\partial i}{\partial x} - \alpha D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.64)$$

Si le processus se trouve dans un état "stationnaire", c'est-à-dire si l'on adopte les limites examinées ci-dessus : constance de tous les coefficients et des conditions aux limites, constance du gradient de concentration, etc., le système des "*k*" équations du type (3.59) ou du type (3.64) établit une relation liant *x* à *t* ou *x* à *v*, lesquels peuvent être remplacés par une seule variable réduite. Alors les équations :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)^S = \left(\frac{dx}{dt}\right)_a = \left(\frac{dx}{dt}\right)_b = \ldots = \left(\frac{dx}{dt}\right)_k \qquad (3.65)$$

ou

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)^S = \left(\frac{dx}{dv}\right)_a = \left(\frac{dx}{dv}\right)_b = \ldots = \left(\frac{dx}{dv}\right)_k \quad (3.66)$$

décriront les limites des zones dans la colonne complexe d'infiltration–diffusion. Les équations (3.65) ou (3.66) ont une solution finale pour les constituants qui prennent part à la réaction de remplacement de certains minéraux par d'autres à la limite des zones.

Considérons les propriétés de la zonalité de diffusion-infiltration sur base d'un exemple très simple. Supposons que l'infiltration d'une solution, compliquée par une diffusion de constituants, donne lieu au remplacement d'un minéral A à un seul constituant par un autre minéral F à un seul constituant avec formation d'une zone additionnelle composée par le minéral réactionnel AF ayant une composition variable. La figure 3.10 représente la colonne qui en est le résultat $\rightarrow F|AF|A \rightarrow$, pour laquelle on a construit les diagrammes concentration (C_a, C_f) distance (x) et teneur des constituants dans les zones (a, f) – distance (x). On voit aisément que c'est comme si chacune des zones nouvellement formées ($F|AF$) se composait de deux parties, une partie frontale de diffusion et une partie postérieure d'infiltration. Dans l'étendue des parties de diffusion existent des gradients de concentration des constituants diffusés et dans l'étendue des parties d'infiltration la concentration des constituants se maintient à un niveau constant. Dans l'étendue de la partie de diffusion de la zone composée d'un minéral de composition variable, les teneurs des constituants se modifient ; la composition du minéral solution solide se modifie en parallèle : en partant de A_3F (cette composition est adoptée comme limite pour le remplacement du minéral de départ A) pour aboutir à AF_2 (cette composition est adoptée pour la partie d'infiltration de la zone). Dans l'étendue de la partie de diffusion des zones de F, la composition de celle-ci ne se modifie pas dans la mesure où F est un minéral de composition constante. Dans l'étendue des parties d'infiltration des zones, leurs compositions sont constantes, tout comme est constante la composition du minéral solution solide.

Le rapport des épaisseurs des parties d'infiltration et de diffusion des zones dépend des vitesses relatives de déplacement des limites correspondantes. Il est clair que la partie de diffusion de la colonne existe, si $u^{dif} > u^{\mathrm{inf}}$. Dans le cas contraire, ($u^{\mathrm{inf}} > u^{dif}$), elle ne se réalise pas. Ces relations sont clairement illustrées dans un diagramme x–t (fig. 3.11). La vitesse de déplacement de la limite d'infiltration est constante et l'amplitude du déplacement vaut $x^{\mathrm{inf}} = u^{\mathrm{inf}}\, t$ ou $x^{\mathrm{inf}} = w_0\, t$, si la vitesse de réaction à la limite est élevée (w_0 = vitesse de percolation de la solution). La vitesse de déplacement de la limite de diffusion est inversement proportionnelle à $t^{1/2}$ et $x^{dif} = u^{dif}{\cdot}t^{1/2} \approx (2Dt)^{1/2}$. On voit aisément

que $x^{\inf} = x^{dif}$ pour $t = \frac{2D}{(w_0)^2}$. Le rapport $\frac{x^{dif}}{x^{\inf}} \to 0$ ou $\frac{(2D)^{1/2}}{w_0 \cdot t^{1/2}} \to 0$, c'est-à-dire que, si $2D$ est beaucoup plus petit que $w_0^2 \cdot t$, la partie de diffusion des zones sera complètement écrasée par le flux d'infiltration.

On a tenté d'évaluer les rapport réels des vitesses qui limitent les processus de diffusion et d'infiltration [Zharikov et Zaraïsky, 1973 ; Vlasova & Zharikov, 1975 ; Zaraïsky, 1989 ; Flecher & Hoffman, 1974 ; Guy, 1993]. Des données expérimentales et une modélisation par voie informatique et par voie analogique permettent de supposer avec suffisamment de fiabilité que, pour des températures élevées, les vitesses de diffusion sont de l'ordre de $n{\cdot}10^{-6}$ - $n{\cdot}10^{-4}$ cm^2/s, ce qui détermine des vitesses de déplacement des limites de diffusion dans les roches microporeuses de l'ordre de $n{\cdot}10^{-7}$ – $n{\cdot}10^{-5}$ cm^2/s ou 1,8–18 cm/an$^{1/2}$. Il s'ensuit que, la vitesse de filtration étant de quelques dizaines de centimètres par an, ce qui correspond à une perméabilité de l'ordre de $n\ 10^{-1}$ millidarcys, écrasera pratiquement la partie de diffusion de la zonalité et, au contraire, pour une perméabilité inférieure à 10^{-3} millidarcys la structure de la colonne sera essentiellement réalisée par diffusion.

Il convient de noter une propriété importante des colonnes de diffusion–infiltration (voir fig. 3.10) : ces colonnes prennent naissance comme colonnes de diffusion (aux faibles valeurs de *t*) ; au cours du temps, l'épaisseur relative des parties d'infiltration augmente et aux grandes valeurs de *t* ces colonnes deviennent essentiellement des colonnes d'infiltration à fronts de remplacement compliqués d'une diffusion.

La zonalité métasomatique dans des conditions de gradient de température

Une variation de température au cours du processus métasomatique entraîne dans des conditions définies des modifications essentielles dans la structure des colonnes métasomatiques. Dans cette situation l'équation du transport associé se présente comme suit :

$$I^S = I^{\inf} + I^{dif} + I^{\nabla T} \qquad (3.67)$$

ou

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)^S = \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{\inf} + \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{dif} + \left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{\nabla T} =$$

$$L_i^{\text{inf}} \cdot \frac{\nabla p}{T} - L_i^{dif} \cdot \frac{\nabla \mu_i}{T} + L_i^{\nabla T} \cdot \frac{1}{\nabla T} \qquad (3.68)$$

Actuellement la solution générale de cette équation fait défaut. Considérons certaines situations réelles particulières se présentant dans des processus naturels. Un premier cas correspond à la diffusion de constituants dans un contexte de gradient thermique. S'il existe un gradient de température dans l'espace, il n'exerce pratiquement aucune influence sur la structure des colonnes de diffusion. Dans les systèmes métasomatiques naturels la transmission de la chaleur (jusque 700° C) se fait nettement plus vite que la diffusion des constituants [Korzhinsky, 1969, 1972]. Les coefficients de conductibilité thermique sont de l'ordre de $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ cm^2/s, alors que les coefficients de diffusion des constituants, comme on l'a mentionné, sont égaux à $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-5}$ cm^2/s.

On peut certes évoquer une telle situation de façon abstraite, dans le cas où une influence extérieure maintient un gradient de température important dans le système pendant un temps prolongé. Dans ce cas, comme les coefficients de diffusion dépendent la température, il est incorrect de procéder à une approximation linéaire pour la solution de l'équation de diffusion et la structure de la colonne de diffusion peut se modifier dans le temps. Dans ce cas le système tendra toutefois vers un état stationnaire, lorsque le flux de thermodiffusion sera équilibré par le flux de diffusion habituel ou par ce qu'on appelle dans ces cas le flux de chimiodiffusion $\left(I^{dif} + I^{\nabla T} = 0\right)$.

Lors d'une variation de température dans le temps, il se produit une variation des coefficients de diffusion et une variation des vitesses de croissance des zones. Étant donné que la fonction qui lie les coefficients de diffusion à la température est de même signe pour des constituants différents, il ne doit, dans ce cas, pas y avoir de modifications de structure des colonnes. Un abaissement important de la température entraînera toutefois évidemment des réactions minérales régressives dans la colonne.

Considérons ensuite les situations prenant naissance au cours d'une métasomatose d'infiltration dans les conditions de gradients de température. Comme les vitesses de filtration sont comparables aux vitesses de transmission de la chaleur par conduction et les surpassent, il n'est pas rare que se réalise dans la nature le développement d'une métasomatose d'infiltration dans des conditions de gradient spatial de température. Sont de ce type les exemples de différents processus de lessivage à proximité de contacts, parmi lesquels les plus marquants sont la greisénisation et la formation de quartzites secondaires.

Dans le cas de la métasomatose d'infiltration dans des conditions de gradient spatial de température, le flux global du constituant "*i*" sera la somme du flux d'infiltration proprement dit et du flux de ce constituant dû au gradient de température $\left(I^{S} = I^{\mathrm{inf}} + I^{\nabla T}\right)$ ou :

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)^{S} = \left(\frac{dm}{dt}\right)^{\mathrm{inf}} + \left(\frac{dm}{dt}\right)^{\nabla T} \qquad (3.69)$$

On peut montrer que c'est le gradient de concentration de saturation dans l'espace, en tant que fonction de la température, qui est la force active de transport du constituant dans un champ de gradient thermique. On aura alors pour un flux unidimensionnel du constituant "*i*" :

$$dm_i = \left(\varphi_i C_i - L_i \frac{\partial C_i}{\partial x}\right) w_0 dt \qquad (3.70)$$

où φ_i est le coefficient d'effet de filtration, L_i le coefficient de proportionnalité se substituant aux forces actives (répondant à la quantité de constituant transporté par la solution pour un gradient unitaire). L'équation (3.70) peut se présenter comme suit :

$$\frac{dm_i}{dt} = \varphi_i w_0 C_i - L_i w_0 \frac{\partial C_i}{\partial x} \qquad (3.71)$$

qui répond à l'équation (3.69).

Laissant de côté la conclusion qui est tirée de façon parfaitement similaire à celle de l'équation de la zonalité d'infiltration, nous obtenons au total l'équation suivante de la métasomatose par infiltration dans les conditions d'un champ de gradient thermique :

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)_i = \varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x} : \frac{\partial i}{\partial x} - L_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} : \frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.72)$$

Pour "*k*" constituants, on aura un système de *k* équations de la forme (3.72).

Pour analyser ce système d'équations, il est nécessaire de disposer des conditions et relations aux limites qui ont été posées (ou déterminées à partir de situations concrètes).

D.S. Korzhinsky a étudié en détail les cas où il y a à travers la roche percolation d'une solution se trouvant en équilibre avec celle-ci, solution qui, parvenant dans une zone proche d'un contact présentant un gradient de température, commence à réagir avec la roche encaissante. Ces cas répondent aux conditions

$I^{\inf}=0, I^S=I^{\nabla T}$ ou bien dans les équations (3.71) et (3.72) à la condition $\left(\frac{dm}{dt}\right)^{\inf}=0$; on a alors :

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)_i=-L_i\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}:\frac{\partial i}{\partial x} \qquad (3.73)$$

La concentration de saturation des constituants dépendant de la température, il y aura des modifications quantitatives dans la composition minérale des roches encaissantes jusqu'à apparition d'une zonalité métasomatique, traduisant que la concentration de saturation (C^{sat}) dépend de la distance. Comme $C^{sat}=f(T)$ et que $T=f(x)$, il est évident que $C^{sat}=f(x)$. La colonne qui prend naissance au cours du temps va croître avec modifcation quantitative des proportions de minéraux, entraînant une modification de la structure de la colonne. Ce qui vient d'être dit se traduit par la disparition de certaines zones et l'apparition d'autres.

La figure 3.12 donne à titre d'exemple un diagramme quelque peu modifié [Korzhinsky, 1982], montrant la création et le développement d'une zonalité métasomatique dans le cas d'une relation linéaire entre la concentration de saturation (C^{sat}) et la température (qui, à son tour, est une fonction linéaire de la distance). Le diagramme de la figure 3.12 *b* donne l'allure de cette relation pour les constituants *a, b, d, f* et *g*. La figure 3.12 *a* reproduit schématiquement la zonalité pour les colonnes composées des minéraux à un seul constituant *A, B, D, F* et *G*.

Si la concentration de saturation évolue selon une loi linéaire, $C^{sat}=k'x+k''$, on voit aisément que $\frac{\partial C^{sat}}{\partial x}=k'$ et $\frac{\partial^2 C^{sat}}{\partial x^2}=0$. Alors, conformément aux équations (3.71), (3.72) (dans le cas qui nous occupe), $\left(\frac{dm}{dt}\right)^{\inf}=0$ et on aura $\left(\frac{\partial i}{\partial v}\right)=-k'$. Cela signifie qu'au fur et à mesure de la percolation de la solution il y aura diminution de la teneur des constituants ayant un *k*' positif et de celle des minéraux correspondants. Dans le cas considéré ce sont les constituants *b* et *d* et les minéraux *B* et *D*. Au contraire, pour un *k'* négatif, la diminution de la concentration de saturation des constituants (ou autrement dit, de leur solubilité) a pour effet une diminution de la teneur des constituants *a*, *f* et *g* au fur et à mesure de la percolation et précipitation des minéraux correspondants aux constituants *a, f* et *g* (voir fig. 3.12 *a*). A ce sujet, on a admis pour ces deux derniers que la concentration de saturation est atteinte au fur et à mesure de la

percolation de la solution en T_2 (pour le constituant *f*) et T_4 (pour le constituant *g*).

Le diagramme schématique (voir fig. 3.12 *b*) montre clairement le changement de structure des métasomatites dans le temps ($v = w_0\, t$) et avec la distance (x). Lors de la percolation des solutions, en vertu des relations mentionnées liant C^{sat} à T et à x, il commence à y avoir, dans la paragenèse minérale de départ A+B+D, des réactions de remplacement par précipitation du minéral A des minéraux B et D, qui seront solubilisés (ce qui est indiqué par des flèches : ↑ dissolution, ↓ précipitation). Outre le minéral A, on atteindra à la limite x_2 et la température T_2 la concentration de saturation du constituant F apporté et, plus loin dans la colonne, la dissolution des minéraux B↑+D↑ donnera lieu au remplacement de ceux-ci par précipitation des minéraux F↓ et A↓. A la limite x_4 (isotherme T_4), on atteindra la concentration de saturation d'un autre constituant g apporté et la mise en solution des minéraux B et D donnera lieu au remplacement de ceux-ci par les trois minéraux A, F et G. Le schéma montre comment la colonne se modifiera au fur et à mesure de la percolation des solutions (c'est-à-dire au cours du temps) en un certain point x de l'espace à gradient thermique que nous avons considéré comme étant unidimensionnel (voir fig. 3.12 *b*). Ce diagramme est suffisamment parlant.

Il est toutefois utile de donner simplement quelques explications. On a, dans la construction de ce diagramme, adopté les conditions habituelles du métasomatisme, où il y a absence de volumes libres et où, comme cela a été montré plus haut, la pression sur la phase solide excède la pression du fluide. Dans ces conditions la solution se trouve être sursaturée et les concentrations de saturation répondent à de pareilles conditions, $p^S > p^f$. On a, dans la construction du diagramme, considéré que pour x de 0 à x_3 on a $C_a^{sat} > C_f^{sat}$, que pour x de x_3 à x_6 on a $C_f^{sat} > C_a^{sat}$ et que dans toute l'étendue de x on a $C_a^{sat}, C_f^{sat} > C_g^{sat}$. Il résulte de ces relations qu'au delà de v_4 commencera dans la zone $x_4 - x_6$ une dissolution de G ayant précipité plus tôt et dans la zone $x_2 - x_4$ une dissolution du minéral F. La structure finale de la colonne pour des valeurs importantes de v (v_6) sera $\rightarrow A \mid F \rightarrow$, tous les minéraux restants étant remplacés par ces derniers qui développent la pression de cristallisation la plus élevée dans des parties définies de la colonne.

Considérons, à présent, sur un exemple encore plus simple, le cas général, où dans la roche pénètre une solution en déséquilibre avec celle-ci, formant une zonalité d'infiltration qui se développe dans des conditions de gradient de température dans l'espace (équations 3.71 et 3.72, où $I^S = I^{\inf} + I^{\nabla T}$). Supposons qu'il y a dans une roche de départ composée des minéraux A et B à

constituant unique pénétration d'une solution sursaturée en un minéral *F* à constituant unique. On a ici $p^F > p^A > p^B$. Il existe dans la zone d'infiltration un gradient de température déterminant une relation linéaire entre la concentration de saturation et la distance (dans des conditions $p^S > p^{fl}$). Cela étant, $k' = \frac{\partial C^{sat}}{\partial x}$ est positif pour le constituant "*b*" et sa solubilité augmente avec la distance ; pour les constituants "*f*" et "*a*", *k'* est négatif, d'où à partir d'un certain *x*, C_a^{sat} devient plus élevé que C_f^{sat}. On a représenté à la figure 3.13 les diagrammes $C^{sat} - x$ et $v - x$ qui montrent clairement que sur une colonne d'infiltration pure $\rightarrow F|F + A||A + B$ (le trait double délimite la roche de départ) il y a superposition des modifications de teneurs en minéraux qui précipitent (*F*, *A*) et en un minéral qui se dissout (*B*), ceux-ci entraînant au total une modification de structure de la colonne.

On a envisagé ci-dessus les cas les plus simples, mais, étant donné que la solubilité peut dépendre d'une manière complexe de la température (et de la distance), les colonnes métasomatiques présenteront à leur tour une structure complexe se modifiant dans le temps.

Il a déjà été signalé ci-dessus que les colonnes d'infiltration à gradient de température sont particulièrement typiques des processus de lessivage à proximité de contacts. Considérons, à titre d'illustration, une colonne typique de greisénisation d'endocontact, où les flèches accompagnant les symboles des minéraux indiquent les modifications de teneur des minéraux qui ont lieu dans les zones (voir fig. 3.14, structure d'une colonne sans tenir compte des constituants accessoires). Il convient de remarquer que, si les zones 1, 2 et, dans une certaine mesure, la zone 3, occupent une certaine surface, les zones internes 5 et 4 sont localisées sous forme de filons et de modifications périfiloniennes, le volume de ceux-ci étant plus réduit que celui des zones externes (nous traduisons ce fait sous la forme conventionnelle d'un schéma conique).
La variation de température dans le temps agit sur la concentration de saturation, entraînant une variation concomitante des vitesses de croissance des zones et des proportions quantitatives des minéraux. Ceci est enregistré de la manière la plus nette par la présence de remplacements rétrogrades des minéraux initiaux de la colonne.

Autres types complexes de zonalité métasomatique

Conformément aux relations de dépendance qui ont été exposées ci-dessus (équations 3.20, 3.27 etc.), il est théoriquement possible d’avoir à faire aussi à d'autres types complexes de zonalité métasomatique, qui se réalisent dans la nature dans des conditions déterminées. Par exemple, la zonalité d'infiltration qui a lieu dans des conditions de variation (dans l'espace) du coefficient d’effet de filtration (φ_i), la zonalité d'infiltration qui se présente pour une valeur sensiblement différente du φ_i des constituants, par exemple, au passage d'une onde de constituants acides, la zonalité d'infiltration–diffusion liée à une valeur importante des vitesses de remplacement des minéraux et, d'un point de vue plus général, de la cinétique des réactions. Il est encore possible d'avoir à faire à d'autres combinaisons complexes provenant de l'influence des facteurs d'équilibre et de la dynamique du métasomatisme sur la composition et les particularités de structure des corps métasomatiques.

La zonalité d'infiltration au passage d'une onde de constituants acides a été examinée par D.S. Korzhinsky [1982]. Il a montré que les solubilités et les coefficients d'activité des constituants basiques et acides dépendent de l'acidité générale de la solution. Il en résulte que, dans la zone de percolation des solutions, il se produit une différenciation "minérale" : dans la zone d'action de l'onde acide il y aura lessivage des minéraux "basiques" et remplacement de ceux-ci par des minéraux "acides". Les formes réelles de la redistribution des minéraux sont déterminées par des relations concrètes liant solubilité et coefficients d'activité des constituants à la "structure" de l'onde de constituants acides.

La métasomatose d'infiltration qui a lieu dans des milieux dont les coefficients d'effet de filtration sont différents n'a pas été spécialement examinée. Cependant, en se fondant sur des études relatives à l'effet de filtration [Zharikov, 1969 ; Zharikov *et al*., 1973], on peut considérer deux principaux cas. Lors d'une modification peu importante du φ_i la structure de la colonne reste inchangée ; ce qui change (conformément à l'équation 3.34), ce sont les vitesses de déplacement des limites de zones et de la colonne dans son ensemble. A l'occasion de modifications sensibles et particulièrement de φ_i de signes différents, la structure des colonnes sera différente et, en vertu du fait que les concentrations dépendent des φ_i (voir équations 3.7, 3.10), cette structure peut changer dans le temps avec apparition et disparition de certaines zones.

La zonalité métasomatique qui se trouve compliquée par des phénomènes cinétiques n'a pas été abordée par D.S. Korzhinsky, étant donné qu'il en a basé la théorie sur le principe suivant lequel on se trouve complètement à l'équilibre

chimique local. Dans de nombreuses colonnes métasomatiques de la nature, on observe toutefois des écarts par rapport aux conditions d'équilibre : dans beaucoup de cas, ces écarts sont peu importants et on peut en faire abstraction ; mais, dans certains cas, ils sont tout à fait essentiels. Le problème du rôle joué par les paramètres cinétiques a été étudié dans la littérature [Zharikov, 1971 ; Golubev, 1970 ; Rusinov, 1972 ; Balashov, 1985 ; Balashov & Lebedeva, 1989 ; Zaraïsky *et al*., 1989 ; Lichtner, 1991].

Le calcul de principe du rôle joué par le facteur cinétique découle des équations (3.14, 3.15, 3.20). Dans des conditions isothermes :

$$I_i^S = I_i^{\inf} + I_i^{dif} + I_i^{kin} \quad (3.74)$$

ou

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)^S = \left(\frac{dm}{dt}\right)^{\inf} + \left(\frac{dm}{dt}\right)^{dif} + \left(\frac{dm}{dt}\right)^{kin} \quad (3.75)$$

En y substituant l'expression des forces actives pour des conditions isothermes, nous obtenons :

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)^S = L_i^{\inf} \cdot \nabla p - L_i^{dif} \cdot \nabla \mu_i^{dif} - L_i^{kin} \cdot \nabla \mu_i^{kin} \quad (3.76)$$

On peut convertir le dernier membre de l'équation (3.76) en expressions plus familières, en la transcrivant, par exemple, par l'intermédiaire de l'affinité chimique (A_i) et en posant que le déroulement de la réaction ξ_i a été mené à terme [Haase, 1967 ; Prigogine & Defay, 1963] :

$$\left(\frac{dm_i}{dt}\right)^{kin} = -L_i^{kin} \cdot \nabla \mu_i = A_i \frac{d\xi_i}{dt} \quad (3.77)$$

ou obtenir des expressions plus compliquées par l'intermédiaire de la vitesse des réactions chimiques. La combinaison $I^S = I^{\inf} + I^{kin}$ ou $I^S = I^{dif} + I^{kin}$ peut respectivement caractériser la métasomatose d'infiltration ou la métasomatose de diffusion où sont impliqués des phénomènes cinétiques. Une étude plus détaillée de ces questions, accompagnée d'abondants développements mathématiques [Balashov & Lebedeva, 1991], sort du cadre de ce travail ; c'est pourquoi, afin de caractériser les particularités de principe d'un tel genre de colonne, nous en examinerons un exemple simple (fig. 3.15).

Supposons que nous ayons à faire à la colonne d'infiltration isotherme déjà étudiée, composée de minéraux à constituant unique :

$$\rightarrow \overset{2}{F} \left| \overset{1}{A+F} \right\| \overset{0}{A+B} \rightarrow$$

Aux limites des zones se déroulent des réactions de remplacement avec une vitesse finie (observée), comparable à la vitesse de percolation de la solution. A la limite I le minéral *B* est remplacé par les minéraux *F* et *A* (où $C_f^{sat} > C_a^{sat}$) ; à la limite II le minéral *A* est remplacé par le minéral *F* ($F \rightarrow A$). Nous conviendrons aussi que les réactions de remplacement représentent des réactions de premier ordre, dépendant de la concentration (teneur) du constituant remplacé. Ainsi, à la limite I où ont lieu les réactions parallèles de remplacement de *B* par *F* et *A* :

$$\frac{df}{dt} = k_f' \cdot b \ (3.78'), \ \frac{da}{dt} = k_f' \cdot b \ (3.78'') \text{ et } \frac{db}{dt} = -\left(k_f' + k_a'\right) \cdot b \ (3.78''')$$

où *a*, *b*, *f* est la teneur des minéraux à constituant unique *A*, *B*, *F* et où nous prendrons $k_f' > k_a'$. A la limite II où le minéral *A* est remplacé par le minéral *F*, on a respectivement :

$$\frac{da}{dt} = -k_a^2 \cdot a \ (3.79') \text{ et } \frac{df}{dt} = k_a^2 \cdot a \ (3.79'').$$

Comme la vitesse des réactions de remplacement n'est pas élevée (écart par rapport aux conditions d'équilibre local), au lieu de fronts de remplacement raides apparaissent des zones de remplacement graduel : à la limite I, la zone 1^{kin} où a lieu le remplacement $A+F \rightarrow B$ et à la limite II, la zone 2^{kin} avec remplacement $F \rightarrow A$. La largeur des zones "cinétiques" dépend du temps nécessaire à la disparition complète du minéral remplacé (respectivement *B* et *A*) et dépend, par conséquent, des vitesses de réaction k_f', k_a', k_a^2 et de la teneur des minéraux *A* et *B* dans la roche de départ et la partie d'infiltration de la zone. Les proportions quantitatives des minéraux dans l'étendue des zones cinétiques sont déterminées par la résolution dans les limites données des équations cinétiques (3.78 et 3.79), par les teneurs des constituants (minéraux) dans la roche initiale et par le nombre de zones d'infiltration, ce qui ne présente pas de difficultés particulières [Batuner, 1959 ; Benson, 1964 ; Zharikov, 1971].

La figure 3.15 illustre la structure de la colonne considérée, la largeur des plages "cinétiques" des zones ayant été exagérée pour raison de clarté. Dans la nature les traces palpables des phénomènes cinétiques ne s'observent que dans des conditions de basse température et à proximité de la surface et, ce qui est caractéristique, c’est qu’il n'existe habituellement pas de "zones cinétiques", telles qu'elles sont représentées dans l'exemple artificiel de la figure 3.15 ; les

parties contenant des minéraux reliques qui ne sont pas remplacés en totalité, sont conservées sous forme d’empreintes isolées aux endroits où la circulation des solutions est entravée. Nous poursuivrons l'étude des facteurs cinétiques de la métasomatose au chapitre suivant.

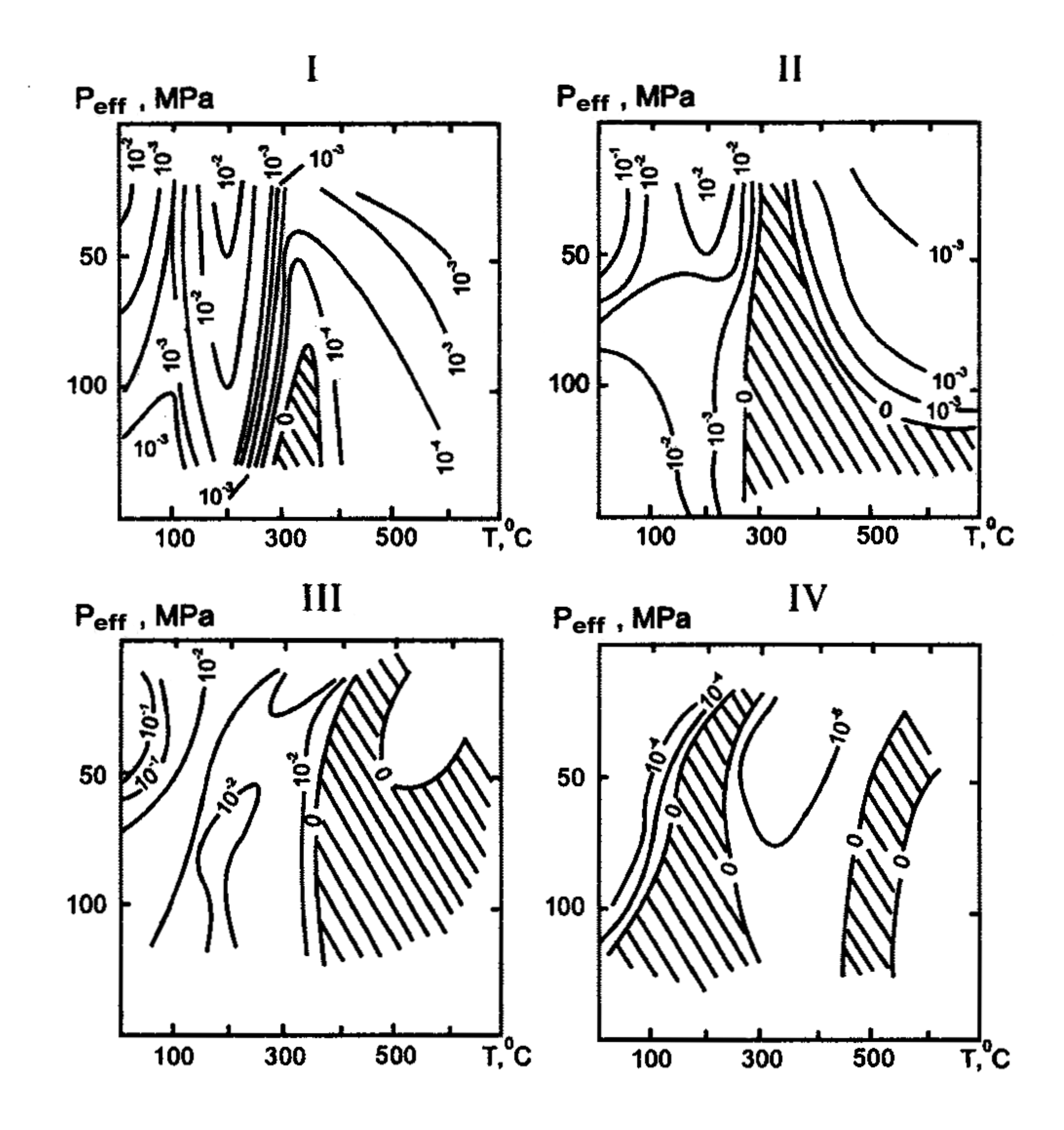


Fig. 3.1. Isoperméabilité en fonction de la température et de la pression effective, pour des échantillons de granodiorites (I), de marbres (II), de skarns à grenats (III) et à wollastonite (IV)

Les courbes isométriques sont figurées en millidarcys (1 mdarcy = 10^{-15} m^2). Les plages hachurées sont les domaines de "non-perméabilité" des roches à T–P_{eff} donnés. Pour ces plages k < 10^{-5} millidarcys.

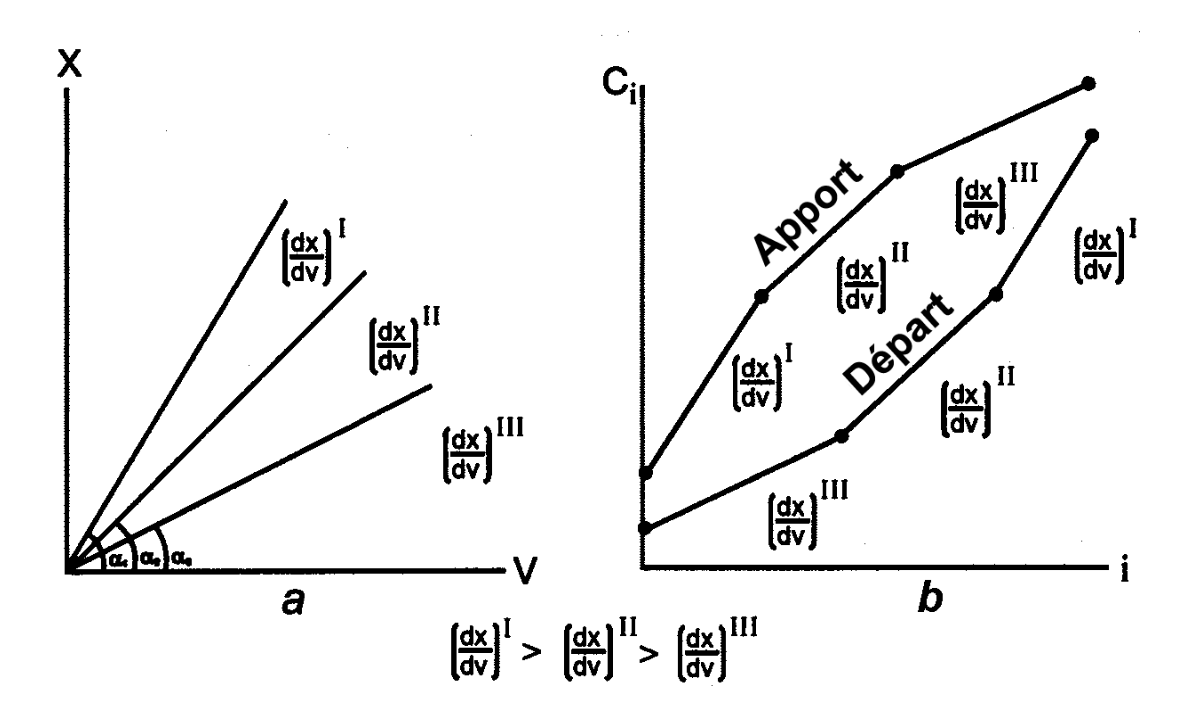


Fig. 3.2. Vitesse relative de déplacement des sections (dx/dv)=tgα (*a*) et variation relative des teneurs (i) et concentrations (C_i) du constituant *i* (*b*) dans les zones et aux limites (fronts de remplacement) pour des rapports $(dx/dv)^{I,II,III}$ choisis pour les cas d'apport et départ des constituants

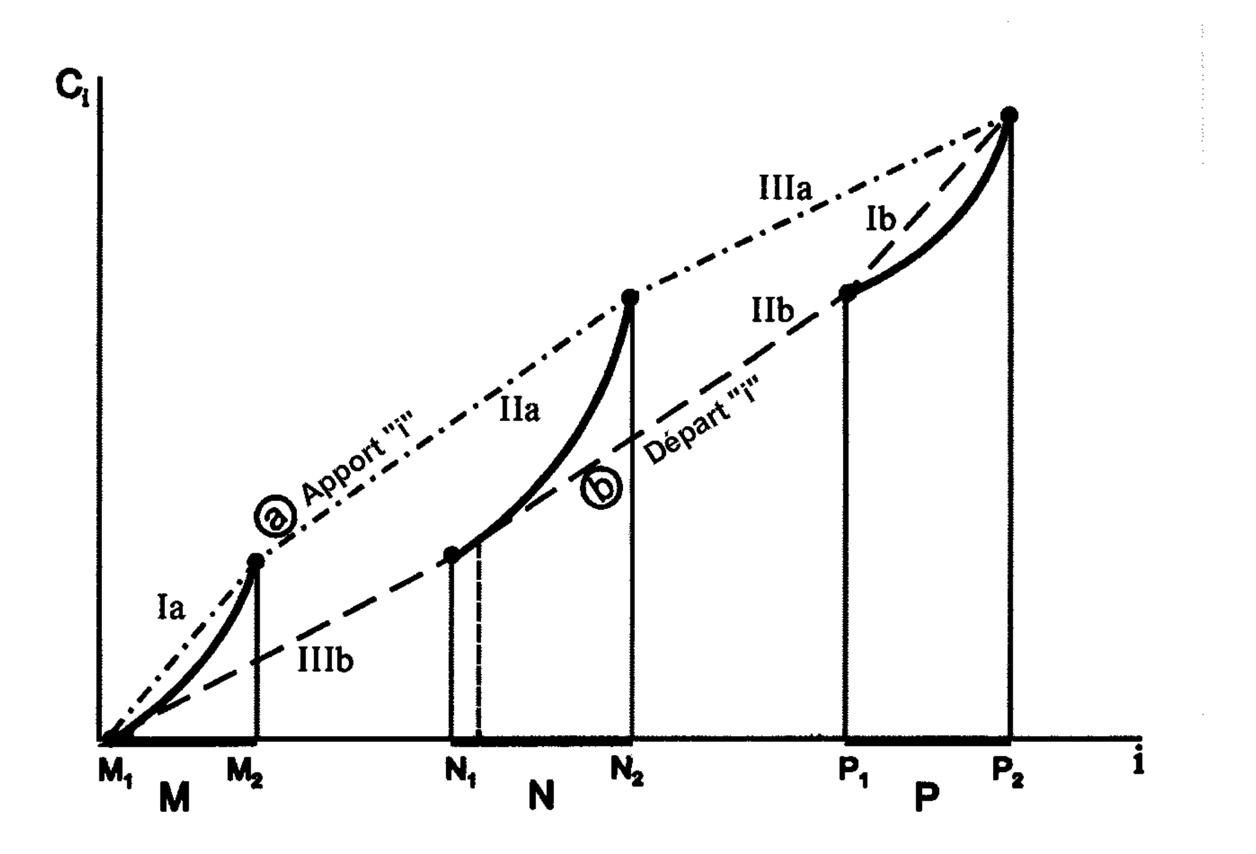


Fig. 3.3. Réactions de remplacement dans les colonnes à minéraux de composition variable

Le diagramme montre les relations C_i–*i* pour des minéraux de composition variable M(M1–M2), N(N_1–N_2), P(P_1–P_2) et la relation *x/v* pour les fronts d'apport (Ia, IIa, IIIa) et de départ (Ib, IIb, IIIb) du constituant "*i*"

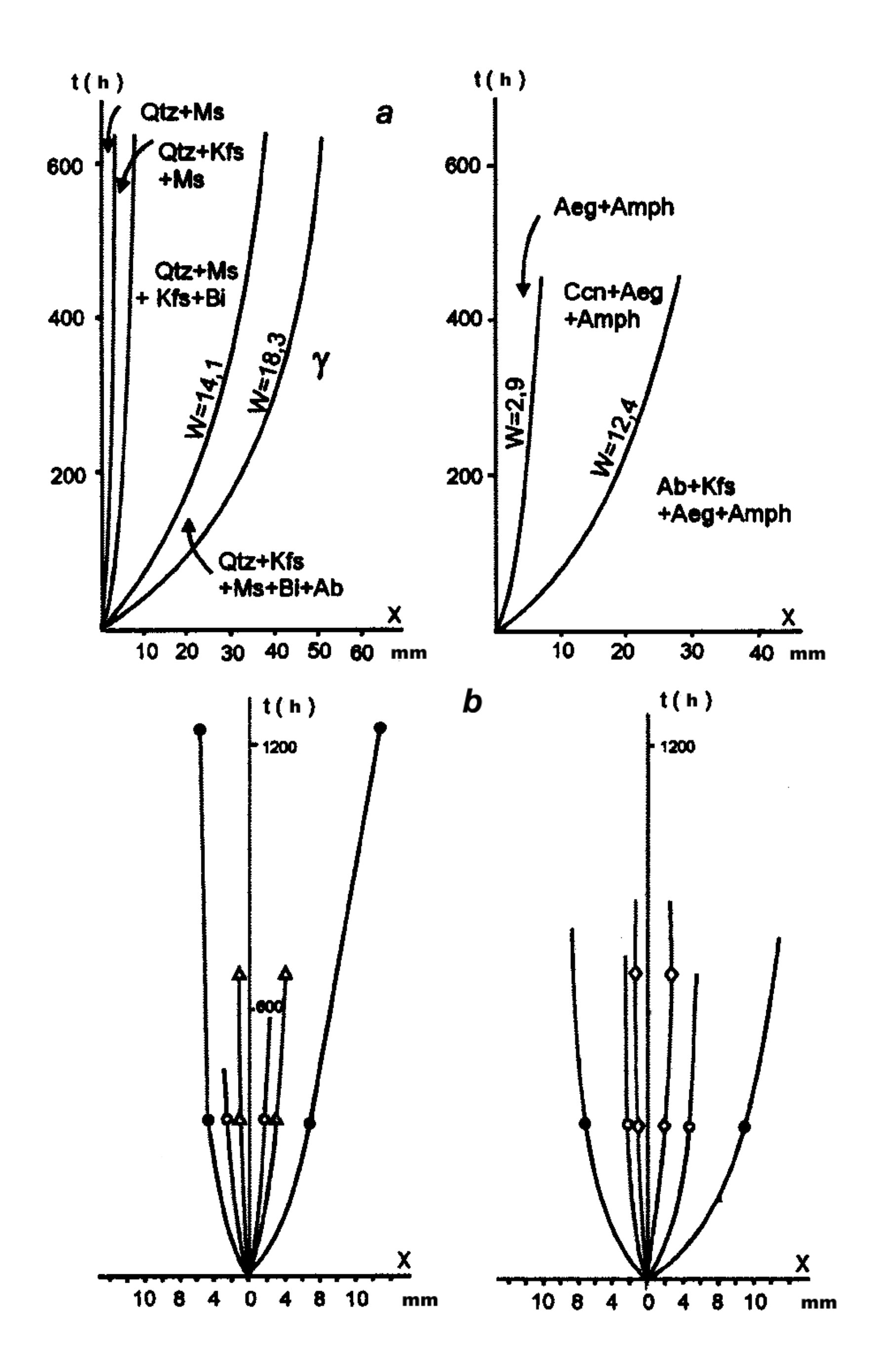


Fig. 3.4.Vitesses de croissance des colonnes de diffusion "périfissurales" (*a*) et bimétasomatiques (*b*)

Les diagrammes $x = w\sqrt{t}$ donnent les compositions minérales des zones correspondantes et les vitesses (w cm/an$^{1/2}$) de transport des limites externes de ces zones

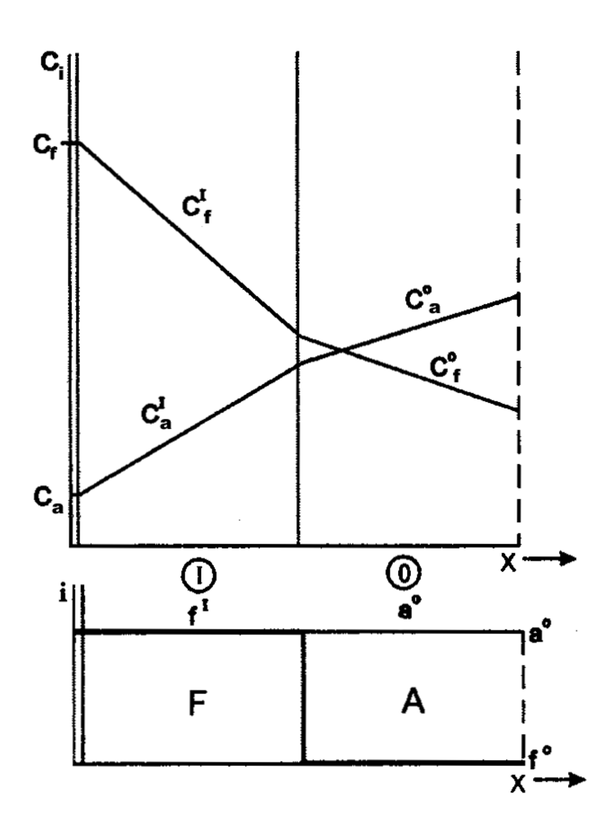


Fig. 3.5. Variation des concentrations (C_i) et des teneurs (i) des constituants dans la zone de remplacement par diffusion de minéraux de composition constante (le minéral *A* est remplacé par le minéral *F*)
Interaction de diffusion d'une fissure avec l'espace quasi infini (dont une partie seulement est représentée et limitée par des traits interrompus) avec concentrations constantes C_f et C_a pour un temps t considérable, quand dC/dx est, par approximation, remplacé par une relation linéaire.

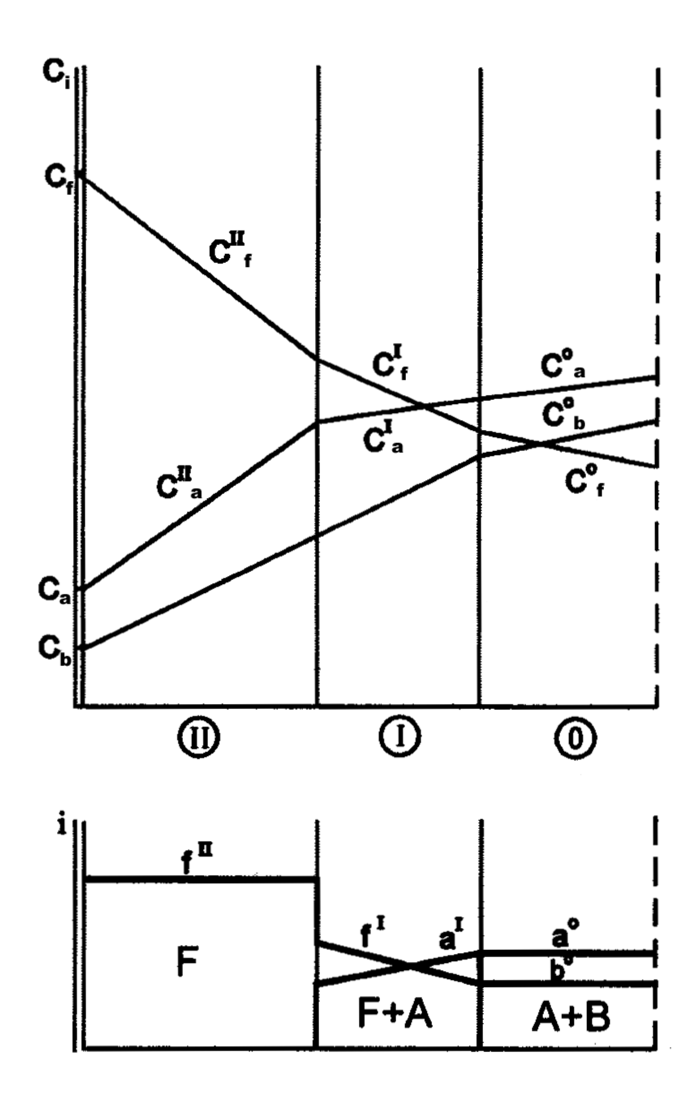


Fig. 3.6. Variation des concentrations (C_i) et des teneurs (*i*) des constituants dans les zones de remplacement par diffusion de minéraux de composition constante

La roche de départ *A+B* est remplacée par le minéral *F* avec formation d'une zonalité $\rightarrow F \mid F{+}A \mid A{+}B \mid \rightarrow$. Interaction par diffusion d'une source (fissure) avec l'espace quasi infini à concentrations initiales constantes C_f, C_a, C_b et $C^0{}_f$, $C^0{}_a$, $C^0{}_b$, pour un temps *t*, où *dC/dx* est, par approximation, remplacé par une relation linéaire.

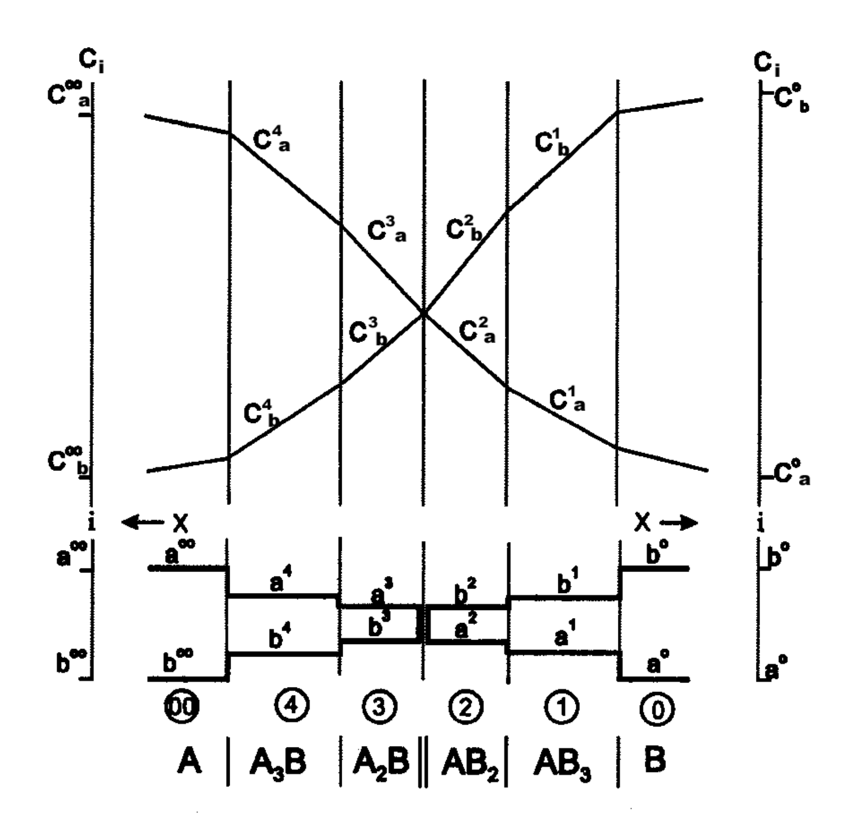


Fig. 3.7. Diagrammes concentration des constituants (C_a, C_b) – distance (*x*) et teneur des constituants (*a, b*) – distance (*x*) à un instant donné $t \gg t_0$ pour une colonne bimétasomatique à minéraux réactionnels de composition constante

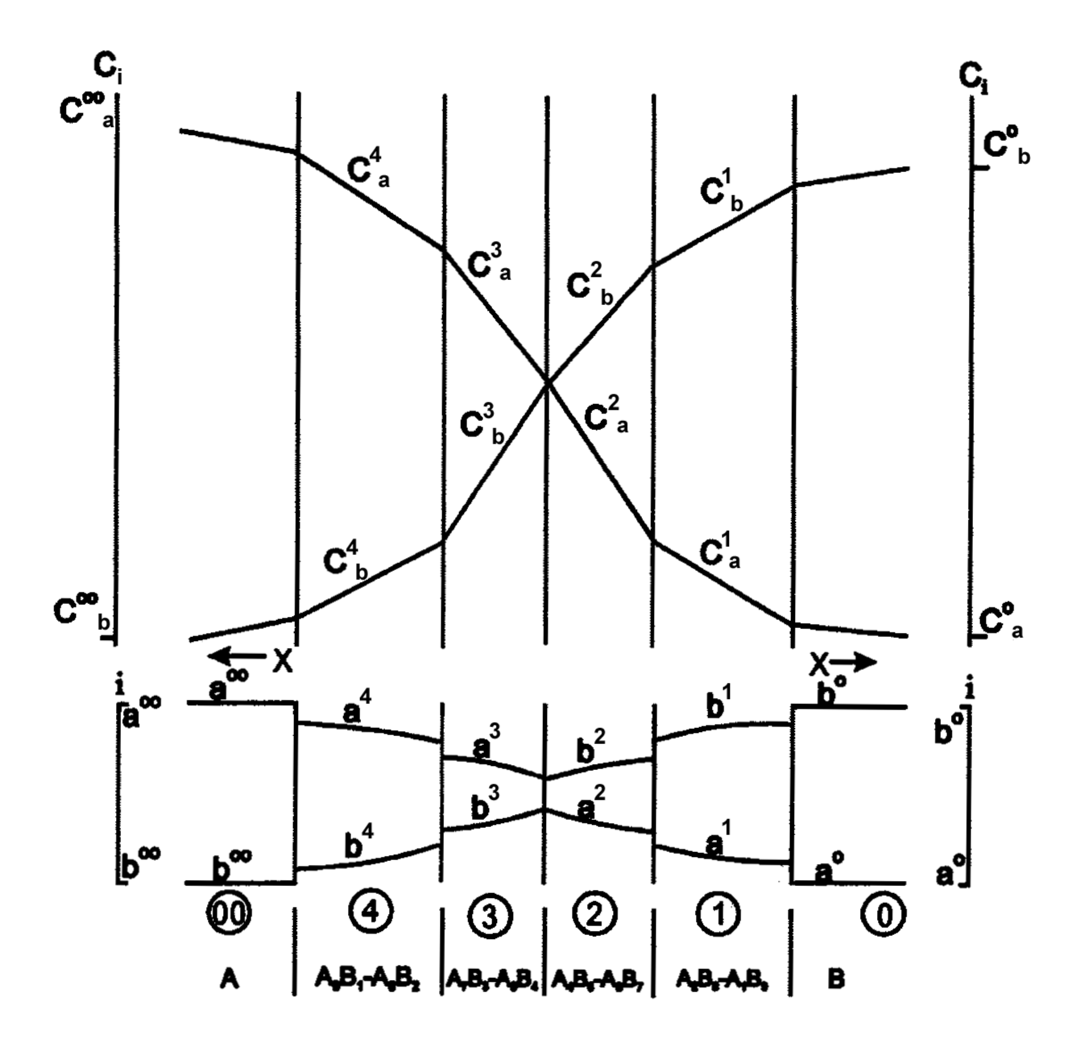


Fig. 3.8. Diagrammes de concentration des constituants (C_a, C_b) – distance (x) et teneur des constituants(a, b) – distance (x) à un instant donné $t \gg t_0$ pour une colonne bimétasomatique avec minéraux réactionnels de composition constante

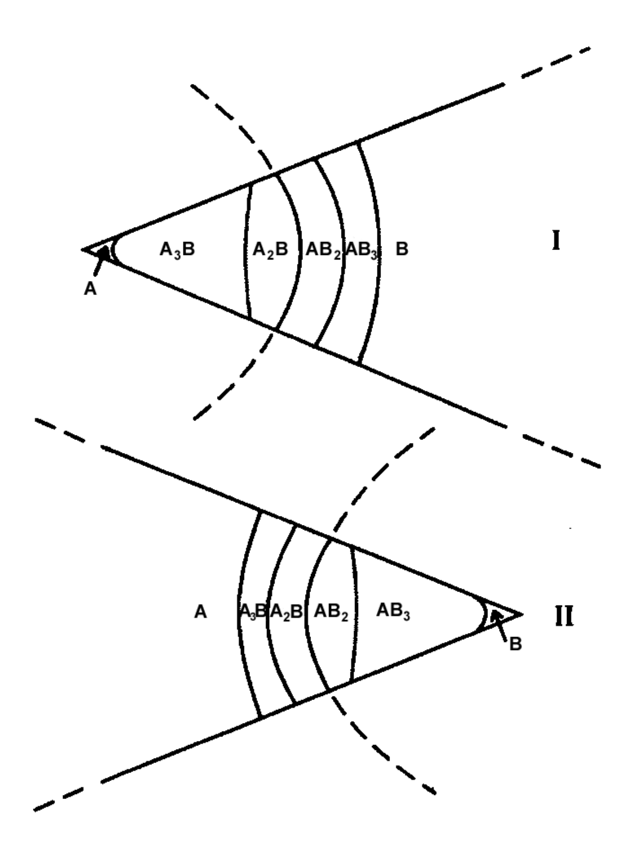


Fig. 3.9. Rapport des puissances de zones bimétasomatiques pour une surface de contact incurvée

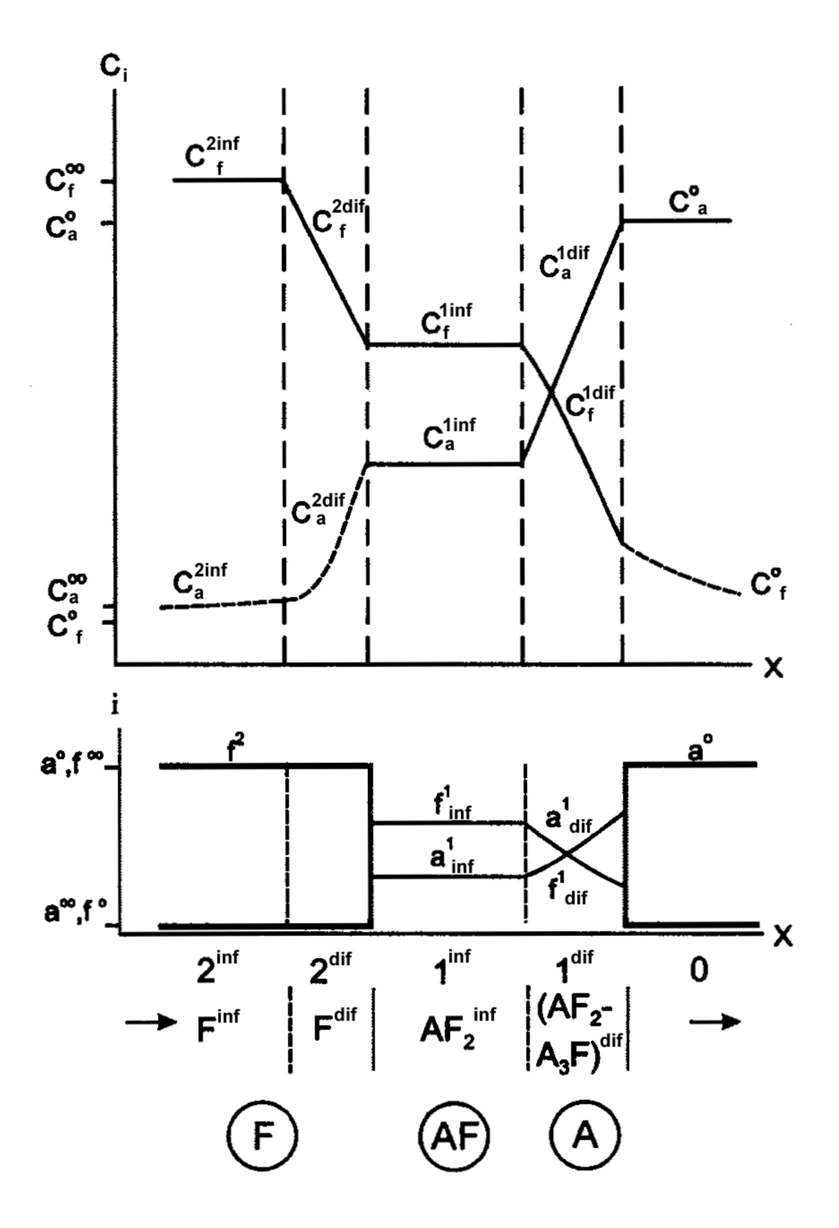


Fig. 3.10. Diagrammes concentration (C_a, C_f)–distance (x) et teneur (a, f)–distance (x) pour une colonne de diffusion–infiltration pour un certain temps $t>t_o$
Les minéraux *A* et *F* ont une composition constante ; le minéral *AF* a une composition variable

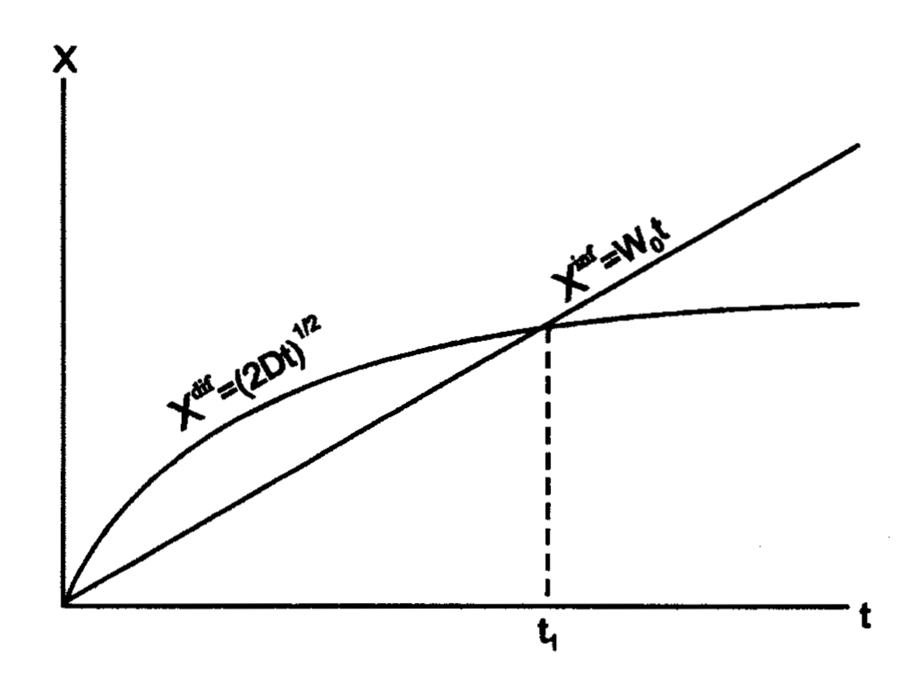


Fig.3.11. Diagramme distance (*x*)–temps (*t*) pour l'infiltration ($x^{inf} = w_o t$) et pour la diffusion ($x^{dif} = (2Dt)^{1/2}$)

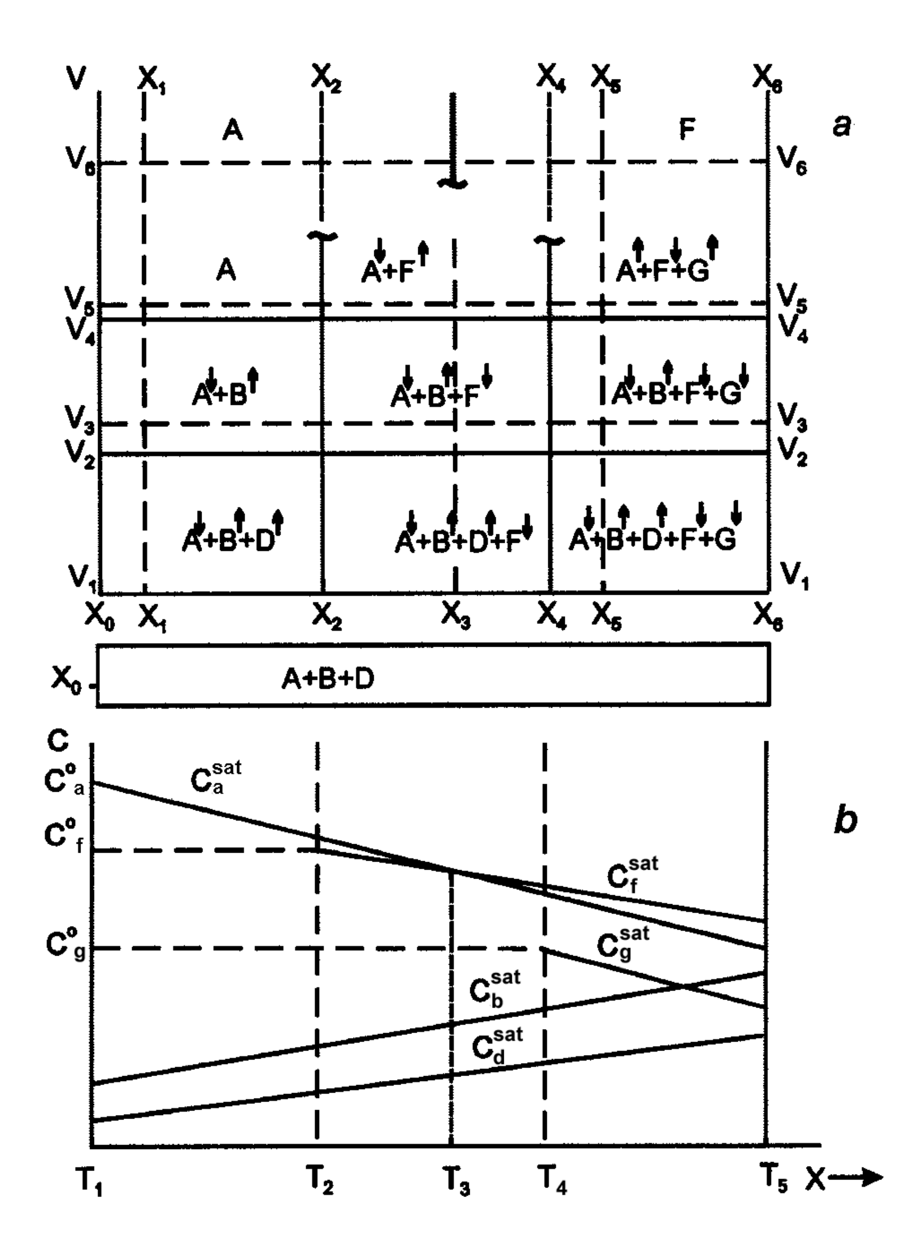


Fig. 3.12. Structure des colonnes métasomatiques d'infiltration apparues dans des conditions de gradient de température lors de la percolation de solutions se trouvant initialement en équilibre avec la roche

C^o est la concentration initiale ; C^{sat} la concentration de saturation ; *A*, *B*, *F* des minéraux à constituant unique ; flèches dirigées vers le haut : dissolution et départ ; flèches dirigées vers le bas : apport et précipitation ; *v* est le volume de la solution qui a percolé, *x* la distance ; v_1–v_2, la structure de la colonne pour un temps déterminé ($v=w_0t$) ; x_1–x_2, la modification de composition de la roche dans une section donnée à mesure de la percolation de la solution, c'est-à-dire dans le temps

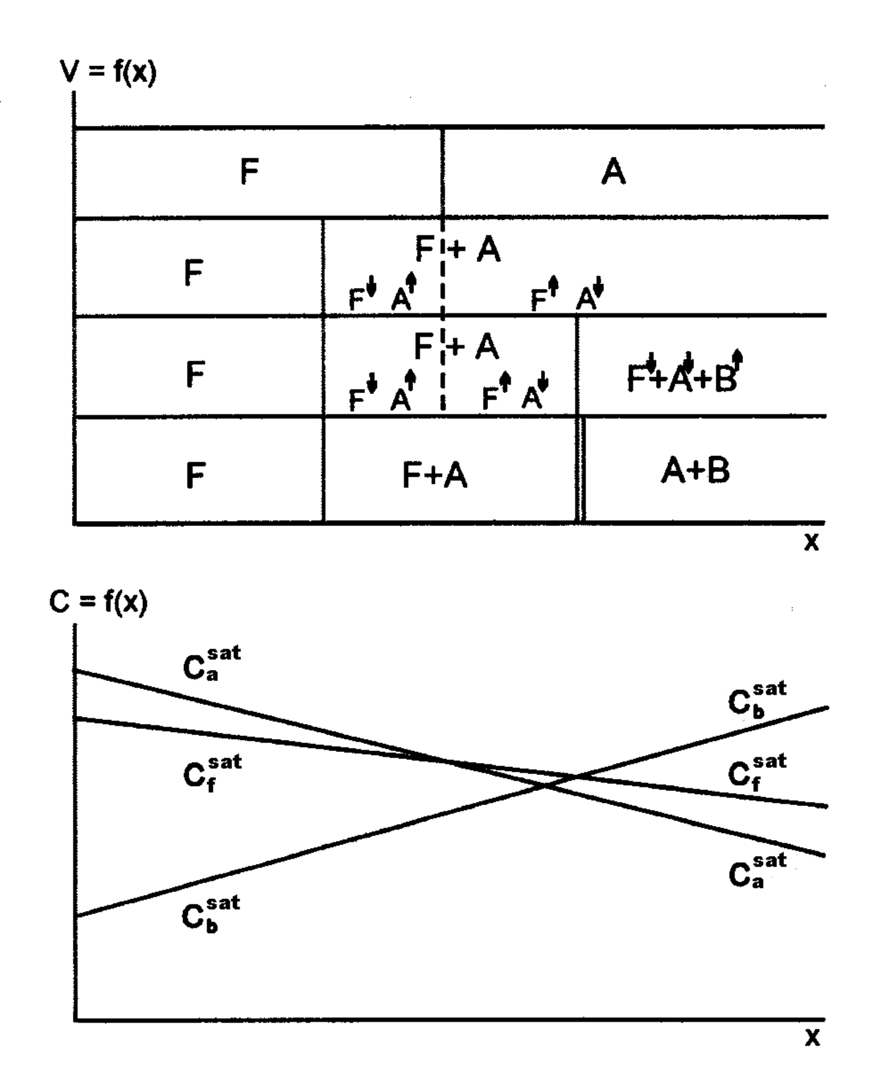


Fig. 3.13. Modification de la structure d'une colonne métasomatique d'infiltration au fur et à mesure de la percolation de la solution (*v*) par suite de la relation de dépendance existant entre les concentrations de saturation et la distance (x) suivant l'axe de la colonne

Pour la légende, on se référera à la figure 3.12

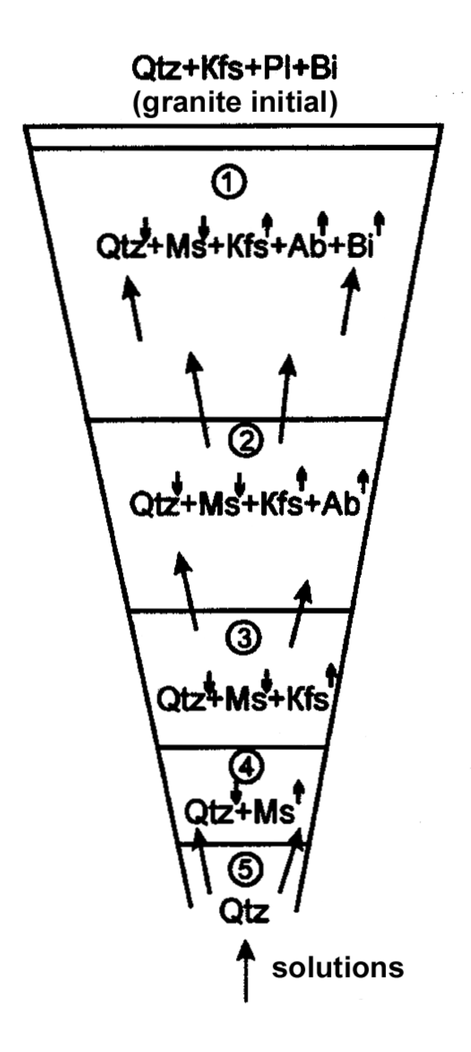


Fig. 3.14. Structure schématique d'une colonne de greisen habituelle
Flèches dirigées vers le haut : mise en solution de minéraux ; flèches dirigées vers le bas : précipitation de minéraux

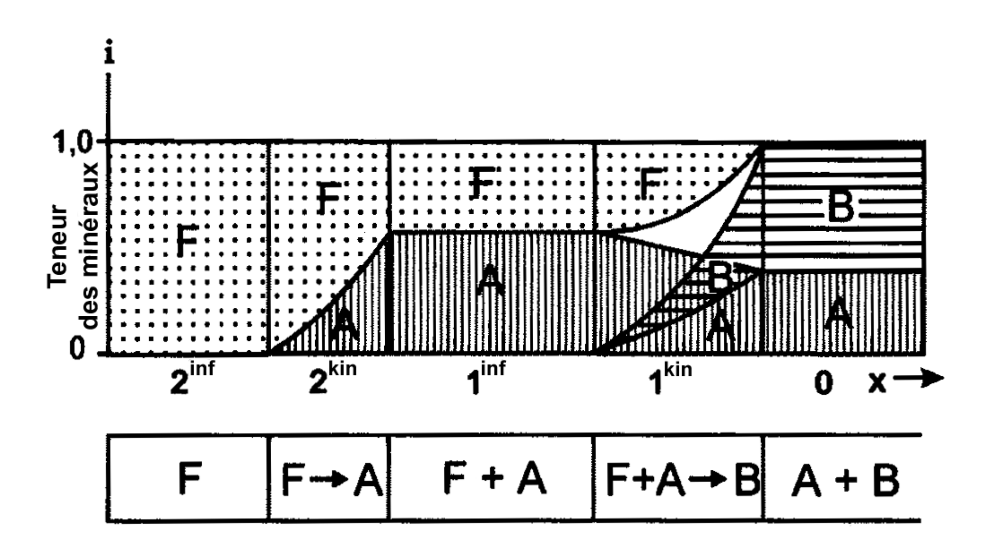


Fig. 3.15. Colonne d'infiltration avec transitions cinétiques entre zones

Chapitre 4

CINÉTIQUE DES RÉACTIONS ET AUTO-ORGANISATION DES SYSTÈMES MÉTASOMATIQUES

4.1. Mécanismes des réactions métasomatiques

Le déroulement des réactions métasomatiques est déterminé par une série de conditions dont la plus importante est l'état physique des substances participant aux réactions. Selon ce principe, on distingue le métasomatisme gazeux, le métasomatisme en phase solide et le métasomatisme hydrothermal proprement dit. Bien que les deux premières des formes qui viennent d'être citées laissent entendre qu'il y a remplacement d'un minéral par un autre, celles-ci ne constituent pourtant pas des manifestations typiques du métasomatisme naturel.

Il existe des expressions du métasomatisme gazeux, se manifestant, par exemple, sur les volcans actuels où on l'observe aux parois des évents des fumerolles. Le jet de gaz s'échappant de l'évent atteint une température de 300-400° C et, à la pression atmosphérique, l'eau liquide en est absente. Cependant, la croûte de réaction des néoformations qui se sont développées sur la paroi de l'évent a en tout une épaisseur de quelques millimètres. De plus, l'interaction des gaz avec la roche de la paroi dans laquelle ils diffusent entraîne une baisse rapide de leur température et provoque la condensation de l'eau. C'est pourquoi il apparaît presque instantanément une solution d'eau liquide, ce qui est favorisé par la saturation des roches encaissantes en eaux de surface. Cette solution entraîne aussi une altération consécutive de la roche. On peut tout de même dans de rares cas observer un métasomatisme purement gazeux : l'hydrogène sulfuré sous forme gazeuse balayant des particules de fer portées à l'incandescence peut les transformer en sulfure de fer, mais la portée géologique d'un tel processus est

insignifiante. L'échelle restreinte à laquelle se manifeste le métasomatisme gazeux s'explique par l'interaction réduite des gaz avec la surface des minéraux, l'absorption de ceux-ci étant extrêmement faible. Il s'ensuit que dans l'interaction avec le gaz l'énergie superficielle des grains minéraux constituant la roche ne diminue pas sensiblement, constituant ainsi une barrière énergétique élevée s'opposant aux réactions chimiques entre gaz et roche. Le gaz ne peut pénétrer au sein de la roche que le long du système de pores, mais la diffusion de ce gaz à l'endroit des joints intergranulaires est entravée par le fait que le gaz ne mouille pas les surfaces de grains, de sorte qu'il n'y a pas d'effet capillaire. Tout cela diminue fortement la solubilité des minéraux dans le gaz et le remplacement ne peut se faire que par diffusion intragranulaire dans la phase solide qui est un processus très lent et limité dans l'espace.

Les réactions de remplacement de minéraux en phase solide ont de même une portée limitée. Il s'agit en l'espèce de modifications polymorphiques et morphologiques, de substitutions isomorphiques et d'une dissociation de solutions solides.

Les modifications polymorphiques consistent dans le remplacement pseudo-morphique d'un minéral initial par un minéral néoformé sans changement de composition chimique, mais avec modification de la symétrie du réseau cristallin. Un exemple en est fourni par la transformation du quartz β en quartz α lors de l'abaissement de la température en dessous de 573° C. A cette occasion, la forme extérieure des cristaux de quartz β est conservée, mais il y a passage de la forme rhomboédrique à la forme trigonale. Les données expérimentales relatives à la transformation du quartz α en quartz β démontrent que ce processus se produit au niveau d'une limite mobile à l'intérieur du cristal qui conserve entièrement l'état solide cristallin. A l'avant du front de remplacement, il se forme une série de minuscules zones de macles à titre de stade "préliminaire" au passage intégral à une autre structure polymorphique. Étant donné que la transformation est due à un regroupement d'atomes au sein du réseau cristallin à l'état solide; de telles réactions présentent une grande énergie d'activation, la réalisation de celles-ci exigeant un refroidissement important. C'est bien pour cette raison que beaucoup d'états polymorphiques de la silice subsistent comme formations métastables loin au-delà des limites de leurs champs de stabilité. Ainsi, la tridymite et la cristobalite apparaissent être des produits habituels de néoformation à basse température des champs de solfatares des régions de volcanisme actif, dans les concrétions de silice et d'opale, etc.

Les modifications morphologiques se produisent aussi bien avec changement de la structure cristalline du minéral de départ qu'avec changement de composition de celui-ci. V.A. Frank–Kamenetskiy [1978] a fait un large usage de ce terme

appliqué aux phyllosilicates et désignant le passage graduel d'un phyllosilicate à un autre, si l'on néglige le stade de dissolution, mais conserve le motif structural principal ou caractéristique du réseau cristallin. Ce mécanisme est basé sur la diffusion intragranulaire dans la phase solide. Un exemple de cette transformation est fourni par le stade initial de la vermiculitisation de la biotite avec formation d'hydrobiotite. V.A. Frank–Kamenetskiy et ses collaborateurs considèrent que c'est le même mécanisme qui donne lieu au remplacement des minéraux du groupe de la kaolinite par un hydromica et par la muscovite et au remplacement de la smectite par la muscovite [Frank–Kamenetskiy *et al*., 1978]. Dans les expériences effectuées par ces auteurs à 500–700° C et 1 kb, ceux-ci n'ont, à partir de kaolinite (structure à un seul feuillet, système triclinique, polytype 1Tk), seulement obtenu que le mica à un seul feuillet du type 1M. De l'avis des auteurs, le mica à deux feuillets du type 2M ne peut seulement être obtenu qu'à partir du polytype à deux feuillets de minéraux du groupe de la kaolinite, c'est-à-dire à partir de dickite. D'autre part, on ne peut obtenir un mica trioctaédrique (biotite) ou une chlorite qu'à partir de smectite trioctaédrique et non à partir de smectite dioctaédrique. Conformément à ces données, de pareilles transformations doivent reposer sur une série d'unités qui se succèdent ou doivent avoir pour base la structure cristalline du minéral de départ sans dissolution de celui-ci. La validation du fait que dans la nature le mécanisme de transformation soit répandu à aussi large échelle, est l'objet de discussions. Des expériences de cinétique [Zotov & Mukhamet–Galeev, 1987] effectuées pour des valeurs peu élevées des paramètres (T jusque 200° C, $P = P_{sat}$ de l'eau) ont mis en évidence le développement privilégié d'un autre mécanisme de transformation de la kaolinite en mica par dissolution complète de la kaolinite de départ. On ne peut considérer le mécanisme de transformation comme rigoureusement prouvé que pour un processus de faible hydratation de phyllosilicates, par exemple, la formation d'hydrobiotite à partir de biotite.

La substitution isomorphique est un processus largement répandu dans la nature, au cours duquel des réactions d'échange avec la solution provoquent un changement de composition du minéral en ce qui concerne une partie des constituants de celui-ci, le réseau structurel étant conservé à l'état solide. On suppose que les substitutions isomorphiques s'effectuent grâce à l'intervention de la diffusion en phase solide. Cependant, J. Wyart et Sabatier [Wyart & Sabatier, 1956] ont montré que les phénomènes de réarrangement et, en général, de diffusion des atomes dans le réseau d'un plagioclase ont lieu en présence d'eau. Les ions hydroxyles pénètrent dans la structure du minéral à partir de la solution et y occupent les sites vacants. Il y a, à ces endroits du réseau, apparition de contraintes, affaiblissement des liaisons interatomiques et formation de conduits le long desquels les atomes se déplacent. La diffusion en phase solide peut jouer un rôle important dans beaucoup de substitutions isomorphiques. Ceci est, par

exemple, mis en évidence par des expériences portant sur la diffusion à contre-courant du magnésium et du fer à travers l'interface intergranulaire du grenat et de la cordiérite [Gerasimov, 1992]. Aux interfaces des cristaux de ces deux minéraux apparaissent des zones de diffusion, larges de 8–15 µm, présentant une modification graduelle de la teneur en fer et en magnésium. La largeur de la zone dépend de la vitesse de diffusion du processus et de sa durée. Cette relation a servi de base à l'élaboration d'une méthode de détermination de la vitesse des réactions métamorphiques et de la durée des processus de métamorphisme. Si, dans l'exemple analysé, l'échange des constituants par diffusion a eu lieu entre phases, dans un autre cas, dans des skarns à wollastonite-hédenbergite, ce sont les parties subséquentes des solutions à activité élevée du manganèse pénétrant aux interfaces des grains qui ont provoqué la diffusion du manganèse de part et d'autre du contact [Rusinov *et a*l., 1994]. La largeur des zones de diffusion était de 5 à 20 µm. De sorte que la substitution isomorphique n'affecte que les parties marginales des cristaux et il est peu probable qu'elle ait une portée géologique.

La décomposition des solutions solides avec formation d'une pseudomorphose de deux ou, plus rarement, de plusieurs minéraux néoformés à partir d'un minéral de départ, solution solide, est l'exemple le plus caractéristique du phénomène de diffusion en phase solide. L'originalité de ce processus réside dans le fait qu'il peut aussi bien se dérouler de manière quasi statistique (quasi équilibre) qu'à l'état de net déséquilibre (décomposition spinodale). Dans le premier cas, il se forme d'un coup des germes du terme final de la phase stable, qui croissent ensuite sans changement de composition. Dans la décomposition spinodale, il y a d'abord naissance de germes de termes à limites floues dont la composition se distingue mal de celle de la matrice. Graduellement, à mesure du développement du processus de décomposition, la dimension des ségrégations augmente et leur composition évolue en s'éloignant de celle de la matrice et se rapprochant de celle du terme final stable de la série isomorphe. De sorte que le processus se poursuit graduellement à travers une série continue d'états métastables, la concentration des constituants du cristal subissant une oscillation périodique au point de vue distribution, ce qui témoigne de l'établissement d'une auto-organisation au sein du système solution solide – produits de décomposition.

Le métasomatisme hydrothermal proprement dit constitue une variété essentielle du métasomatisme ayant une portée géologique d’importance. Les réactions métasomatiques hydrothermales exigeant l’intervention d'une solution liquide aqueuse dont le rôle a été souligné maintes fois par D.S. Korzhinsky, comprennent la précipitation et la dissolution de minéraux. Dans l’une et l’autre de ces réactions il n’y a pas moins de deux phases qui y participent : une phase solide et une phase liquide. Les réactions métasomatiques où paraît la somme de

réactions de dissolution et de précipitation font intervenir au minimum trois phases : deux phases solides et une phase liquide. La phase liquide (en règle générale, une solution aqueuse) est sous-saturée par rapport à une des phases solides et sursaturée par rapport à l'autre ; c'est pourquoi il y a dissolution de la première et précipitation de la seconde à sa place. La dissolution du minéral "réactif" a lieu à la limite flottante réactif-solution. La couche de solution se trouvant entre cette limite et la surface du minéral "produit" qui précipite a habituellement une épaisseur de l'ordre de quelques dizaines d'ångströms à quelques dizaines de micromètres, de sorte que la précipitation du produit a lieu aussitôt après dissolution du réactif, la dissolution et la précipitation étant, à l'échelle macroscopique, considérées comme processus simultanés. Un tel mécanisme de remplacement a été mis en évidence de façon assez nette dans l'exemple du remplacement hydrothermal de la sanidine par la montmorillonite [Samotoin *et al.*, 1996]. L'étude au microscope électronique d'une rhyolite soumise à montmorillonitisation hydrothermale, par recours à la méthode de métallisation sous vide par pulvérisation d'or, a montré que le remplacement commence par la dissolution des cristaux de sanidine. Les photographies de la surface de la sanidine montrent (fig. 4.1) qu'au stade initial il se forme des creux à la surface, après quoi il se crée à partir de ceux-ci des canalicules et cavités fracturant le cristal en blocs. La forme et l'orientation des creux et canalicules dépendent de l'indice cristallographique de la face du grain. Les plaquettes ont la forme distinctive des cristaux de sanidine et un fin relief en gradins, témoignant d'un mécanisme de dissolution pseudofeuilleté. La dissolution s'est faite lentement au sein d'une solution faiblement sous-saturée. La structure en plaquettes s'observe aussi sur les photos en lumière naturelle (voir fig. 4.1 *c*). En même temps que la dissolution il y a eu précipitation de montmorillonite à la surface de la sanidine. La montmorillonite se forme à différents endroits dans toute l'étendue de la sanidine, là où se sont formés les vides de dissolution. Les particules de montmorillonite sont orientées suivant les directions cristallographiques de la sanidine. Les feuillets de montmorillonite reproduisent finement le relief et la forme superficielle des plaquettes de dissolution de la sanidine.

Par endroits la dissolution des minéraux de départ peut devancer la précipitation ; il se forme alors des pores et de grosses cavités dans lesquels des minéraux peuvent se déposer par un mécanisme de croissance dans l'espace libre. Il peut alors se former des pseudomorphoses de minéraux n'ayant pas de constituants en commun avec le cristal qui s'est dissous. Ainsi, dans les laves des champs de solfatares, il y a habituellement des enduits de soufre sur les phénocristaux de pyroxène et de feldspath ("imprégnations" suivant V.M. Goldschmidt). Dans les régions de volcanisme actif, l'altération hydrothermale des roches donne lieu à des pseudomorphoses partielles d'adulaire ou

d'albite typiques affectant les phénocristaux magmatiques de plagioclase. L'adulaire (ou l'albite) secondaire remplace une frange du phénocristal, mais le centre en reste vide (pseudomorphose en forme d'étui). Dans beaucoup de gisements épithermaux les zones internes de la colonne de métasomatites périmétallifères sont intensément silicifiées avec formation de vides de lessivage qui se remplissent de quartz, ayant soit la forme de druses, soit l'apparence d'un remplissage filonien. Dans tous les exemples présentés ci-dessus, la réaction métasomatique comprend deux réactions hétérogènes (dissolution et précipitation) et des réactions homogènes au sein de la solution ; cette réaction exige l'intervention d'une phase liquide essentiellement aqueuse. L'eau dont les molécules ont une structure dipolaire, est dotée d'un pouvoir de dissolution élevé. En interagissant avec la surface du cristal, elle diminue fortement l'énergie d'activation de dissolution des minéraux, affaiblissant les liaisons entre atomes se trouvant à la surface du grain et ceux qui font partie du reste du réseau cristallin.

L'interdépendance des réactions de dissolution et de précipitation est un trait spécifique du métasomatisme. Le degré d'interdépendance de ces réactions est déterminé, en particulier, dans quelle mesure le processus de remplacement hérite de la composition et des éléments structuraux. La proximité de composition ou de structure des réactif et produit fait en sorte que le remplacement s'effectue suivant un mécanisme épitaxique, donnant naissance à des pseudomorphoses homoaxiales. Dans certains cas, par exemple, la dissolution d'un cristal de feldspath potassique entraîne une augmentation locale de l'alcalinité de la solution poreuse dans la cavité en cours de formation et une précipitation de minéraux n'ayant même aucun élément commun avec le cristal de départ. Ainsi, au cours du métasomatisme périmétallifère affectant des rhyolites de gisements épithermaux argentifères polymétalliques, il y a précipitation de carbonate, de galène et de chlorite à l'endroit des phénocristaux d'orthose et de plagioclase en cours de dissolution. On rencontre des pseudomorphoses où le remplissage s'effectue sensiblement plus tard que la dissolution et où les produits ne présentent aucun lien avec le minéral de départ. C'est à un pareil type qu'appartiennent les pseudomorphoses de soufre affectant les phénocristauxs de pyroxène et de plagioclase des roches volcaniques de volcans actifs, les phénocristaux de silice envahissant les restes végétaux (par exemple, arbres silicifiés), etc.

Le mécanisme des réactions métasomatiques hydrothermales dépend, par conséquent, des conditions physico-chimiques du processus et du rapport entre vitesses des réactions de dissolution et de précipitation, c'est-à-dire de la cinétique chimique de ces réactions.

4.2. Cinétique des réactions métasomatiques

Une des principales différences entre les processus métasomatiques et les processus métamorphiques réside dans le degré de réalisation de l'équilibre entre une roche et une solution et dans l'influence de la cinétique des réactions de formation de minéraux sur le caractère des associations minérales qui y apparaissent. Les processus métamorphiques sont habituellement des processus de longue durée, comparables à celle des événements géotectoniques (ascension d'un panache mantellique, naissance d'un rift, orogenèse, etc.) ; ils sont accompagnés d'une modification relativement lente des paramètres externes du métamorphisme. A la longue un équilibre entre solution et roche a, en principe, le temps de s'établir. C'est pourquoi les chercheurs étudiant les roches métamorphiques ont principalement affaire à des associations de minéraux se trouvant en équilibre. Le problème de la cinétique des réactions relatives à la formation des minéraux ne se présente que dans des cas déterminés : lors d'un métamorphisme de basse température, lors de la formation de grains de minéraux zonés due à la lenteur de la diffusion intracristalline, mais aussi lors de l'apparition de textures coronitiques et autres structures, témoignant d'un rééquilibrage local incomplet du système roche-solution à l’occasion de la modification des paramètres du métamorphisme. Dans la plupart des cas, la longue durée des processus métamorphiques et la lenteur des changements de température et de pression permettent à la roche d'atteindre l'équilibre avec le fluide métamorphique.

Les processus métasomatiques étant, en règle générale, de moins longue durée, sont provoqués par la circulation de solutions et ont, par conséquent, lieu dans des conditions de gradients de concentration élevés, c'est-à-dire que ce sont, dans l'ensemble, des processus en profond déséquilibre. Ainsi que l’a montré D.S. Korzhinsky à l'occasion de l'étude des formations métasomatiques, on peut distinguer des domaines auxquels nous appliquerons le principe de l'équilibre local ou celui de l'équilibre mosaïque. De tels domaines sont représentés par les parties internes des zones métasomatiques dans une colonne de zonalité, où, en chaque point distinct, s'établit un équilibre entre la solution et la roche, mais où les paramètres d'équilibre changent d'un point à l'autre. Les limites entre zones sont toutefois caractérisées par une violation manifeste de l'équilibre et par des réactions de remplacement de minéraux de la zone externe par des minéraux de la zone interne. On trouve assez souvent répandues parmi les roches métasomatiques des reliques d'associations antérieures ou de produits

métastables intermédiaires dus aux réactions de formation de minéraux. La diagnose et l'analyse de telles associations minérales se trouvant en déséquilibre exigent la connaissance de la cinétique des réactions chimiques en général et en particulier des réactions métasomatiques.

On s'aperçoit du rôle de la cinétique chimique en examinant l'équation générale du flux de matière lors du métasomatisme (voir 3.13) :

$$I^S = I^{\inf} + I^{dif} + I \cdot \nabla T + I^{cin}$$

Pour une vitesse élevée des réactions chimiques relatives à la diffusion et à l'infiltration de la solution, on peut négliger le dernier terme de l'équation, mais, dans le cas d'un échange rapide de matière et de réactions lentes se déroulant dans des conditions isothermes, la contribution de la cinétique au flux total peut devenir prédominante et déterminer le caractère de la formation des minéraux.

La cinétique chimique formelle est basée sur la théorie des vitesses absolues de réaction [Glasstone *et al*., 1948], décrivant relativement bien les réactions homogènes simples au sein de la solution ou du gaz, ainsi que certains types de réactions hétérogènes. Les réactions métasomatiques se distinguent par une complexité particulière, étant donné qu'elles sont constituées d'au moins 3 ou 4 réactions élémentaires, dont au moins 2 réactions hétérogènes (dissolution d'un minéral de départ et précipitation d'un nouveau minéral).

La théorie postule que toutes les réactions s'effectuent par l'intermédiaire de la formation d'un "complexe activé" absorbant l'énergie d'activation et se décomposant ensuite en produits finaux avec dégagement d'énergie. En partant de ces considérations énergétiques, la théorie fournit une relation entre la vitesse de réaction et les paramètres thermodynamiques du complexe activé. La détermination directe des constantes cinétiques des réactions constitue un problème expérimental très complexe, étant donné qu'elles dépendent du chemin de la réaction. Le chemin le long duquel la réaction se déroule est très sensible aux légères différences affectant les conditions de réalisation de l'expérience, aussi est-il difficilement reproductible. Le nombre de réactions pour lesquelles la cinétique est étudiée, est évidemment limité. Ceci impose de chercher une possibilité d'évaluer la cinétique des réactions à l'aide de grandeurs thermodynamiques obtenues par calcul et déterminées expérimentalement.

La relation existant entre les paramètres cinétiques et les propriétés thermodynamiques des produits stables initiaux et terminaux n'est, en général, pas établie. La recherche d'une telle relation fait partie du problème général des rapports entre dynamique et thermodynamique, qui a été soulevé pour la première fois par Boltzmann dans son théorème H. Celui-ci constitua le premier

pas en vue de l'applicabilité de la notion d'entropie à des microsystèmes sur la base des équations cinétiques. Cette idée appliquée à l'échelle microscopique donna lieu à un développement ultérieur dans les travaux de I. Prigogine relatifs à la thermodynamique des processus irréversibles.
Les paramètres cinétiques et thermodynamiques d'un système sont fixés l'équation du deuxième principe de la thermodynamique. En combinant l'équation de l'énergie interne du système

$$dU = TdS - PdV + \mu dm$$

avec l'expression de la quantité de chaleur du processus

$$dQ = dU + PdV - dW - \mu dm,$$

di bilan des masses $dm = d_i m + d_e m$ et, en tenant compte de la relation $U = H - TS$, R. Haase [Haase, 1967] aboutit à l'équation liant les variables thermodynamiques et les paramètres cinétiques d'une réaction chimique :

$$TdS = dQ + T\,dn + dW + A\,d\xi. \qquad (4.1)$$

On a introduit ici la notion d'affinité chimique d'une réaction $A = \mu \cdot n$ (n est le coefficient stoechiométrique de la réaction, μ le potentiel chimique du constituant) et ξ le degré d'avancement (d'inachèvement) de la réaction ($0 < \xi < 1$). La quantité dW représente l'énergie dissipée, tenant compte du travail des forces de frottement, des forces électriques, etc. L'équation (4.1) montre qu'une variation d'entropie, qui constitue une fonction d'état du système, dépend de l'échange d'énergie avec le milieu extérieur et des processus internes du système, au nombre desquels figure la cinétique des réactions chimiques. L'intérêt que présente l'entropie dans le cas traité est qu'elle sert de fonction caractéristique décrivant aussi bien les états d'équilibre et les états quasi stationnaires que les processus irréversibles. Elle permet, en conséquence, de considérer ces deux types d'état d'un point de vue thermodynamique unique. L'état d'équilibre est déterminé par la valeur maximum que peut prendre l'entropie, cette valeur constituant donc le critère de stabilité d'un état d'équilibre. Dans les processus irréversibles où il y a flux de matière à travers le système et gradient de concentration, la valeur de l'entropie ne peut constituer un critère de stabilité, étant donné que celle-ci varie dans le temps. Cette variation est constituée de la somme du flux d'énergie d'origine externe et de l'entropie produite dans les réactions internes du système :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{d_i S}{dt} + \frac{d_e S}{dt} \qquad (4.2)$$

En relation avec l'équation (4.1), le flux d'entropie est donné par:

$$\frac{d_e S}{dt} = \frac{1}{T}\left(\frac{dQ}{dt}\right) + \sum \frac{dn}{dt} \qquad (4.3)$$

et la production d'entropie

$$\frac{d_i S}{dt} = \frac{1}{T}\left(\frac{dW}{dt}\right) + \frac{1}{T} A_r w_r \qquad (4.4)$$

où $w_r = dn/dt$ est la vitesse de la réaction chimique et $dS/dt = P$ la vitesse de variation (la production) d'entropie. Nous nous limiterons au cas d'un niveau d'énergie dissipée maintenu constant de l'extérieur (dW/dt = 0) ; nous obtenons :

$$P = \frac{1}{T}\sum A_r w_r \text{ et } \frac{dP}{dt} = \frac{1}{T} d\left(\sum A_r w_r\right)/dt .$$

A l'état stationnaire $dP/dt = 0,\ d\left(\sum A_r w_r\right) = 0$;

$$A_r \frac{dw_r}{dt} + w_r \frac{dA_r}{dt} = 0 \ , \ \frac{A_r}{w_r} = -\frac{dA_r}{dt} : \frac{dw_r}{dt} .$$

En posant que *t* est la seule variable indépendante, nous pouvons écrire :

$$\frac{A_r}{w_r} = -\frac{dA_r}{dw_r} .$$

Dans le cas de relations linéaires :

$$w_r = aA_r \ , \ dw_r = a \cdot dA_r \ , \ \frac{dw_r}{dA_r} = -\frac{w_r}{A_r} = a , \qquad (4.5)$$

où *a* est un coefficient phénoménologique, ayant, dans le cas présent, la signification de "facilité d'amorçage" de la réaction chimique correspondante : plus "*a*" est grand en valeur absolue, moins il faut d'affinité pour obtenir la même vitesse et vaincre la barrière énergétique. Pour chaque réaction "*a*" est une grandeur constante et une diminution de l'affinité entraîne une diminution proportionnelle de la vitesse de réaction. Comme *P* jouit de la propriété d'additivité et que $P_t = \sum P_r = \sum A_r w_r$, l'amorçage en parallèle de toutes les réactions possibles exige pour l'affinité et la vitesse et, par suite, la production d'entropie, des valeurs plus élevées que pour le déroulement en cascade de ces mêmes réactions. La minimisation de *P* demande, par conséquent, un enchaînement déterminé des réactions.

La formation d'un minéral à partir d'une solution aqueuse se fait en plusieurs étapes : réactions homogènes au sein de la solution, formation d'un germe cristallin, croissance du cristal.

Au stade de la formation du germe, la synthèse du complexe activé exige l'apport d'une énergie supplémentaire à partir d'une source extérieure. Dès lors, l'énergie potentielle du système s'accroît par création de nouvelles liaisons entre atomes au sein du complexe activé, cette structure additionnelle donnant lieu à une diminution de l'entropie. De sorte que, à ce stade, le système ne se rapproche pas de l'équilibre, mais s'en éloigne. Cette distanciation provoquée par l'effet cinétique s'exprime mathématiquement par la perte de linéarité des relations entre forces chimiques (affinité de la réaction) et flux (vitesse de

réaction). La vitesse de réaction et l'affinité chimique sont des fonctions de T, P, C_i, dont la forme générale est :

$$w_r = f_1(x_1, x_2,..., x_{n+1})\ ;\ A_r = f_2(x_1, x_2,..., x_{n+1}) \quad (4.6)$$

En éliminant la variable x_{n+1}, nous obtenons:

$$w_r = f_1(x_1, x_2,..., x_n, A_r) \quad (4.7)$$

A l'équilibre $A_r = 0$, $w_r = 0$. Comme A_r constitue une mesure de la distance qui sépare le système de l'équilibre, on peut ordonner l'expression de la vitesse de la réaction :

$$w_r = (df_1/dA_r)\, A_r + (d^2f_1/dA_r^2)\, A_r^2 + ... \quad (4.8)$$

A proximité immédiate de l'équilibre (faible valeur de A_r) nous nous limitons au premier terme du développement et retrouvons (4.5) :

$$w_r = a\, A_r,$$

où $a_r = (df_1/dA_r)$ est le coefficient phénoménologique. Dans ce qui suit, nous omettrons l'indice "*r*" dans l'expression de la vitesse et de l'affinité de la réaction. On a, entre la vitesse de la réaction et l'affinité, la relation :

$$w = w_f\, [1 - \exp(-A/RT)] \quad (4.9)$$

où w_f est la vitesse de la réaction directe. A l'équilibre, $w = 0 = w_f$, hors de l'équilibre $0 < w < w_f$, mais pour des réactions strictement irréversibles $w = w_f > 0$. Dans ce dernier cas :

$$1 - \exp(-A/RT) = 1\ ;\ A/RT = \infty, \text{ d'où } A = \infty.$$

C'est pourquoi, dans les processus où il y a déséquilibre important et valeur élevée de A, on ne peut pas négliger le deuxième terme du développement de la vitesse :

$$w = a\, A + (d^2f/dA^2)\, A^2, \quad (4.10)$$

ce qui provoque la perte de linéarité des relations relatives à la vitesse de la réaction et son affinité. Pour des concentrations constantes des réactifs, la vitesse de la réaction est inversement proportionnelle à l'énergie d'activation $\kappa = f(\exp[-E_a])$ et l'écart dû à la non-linéarité dans (4.10) est déterminé par la grandeur E_a. De sorte que l'énergie d'activation apparaît être la cause et, en même temps, la mesure de la distance qui sépare le système de l'équilibre, une mesure de sa non-linéarité. Elle peut être considérée comme un paramètre de contrôle, déterminant le déroulement du processus et la vitesse de celui-ci. La vitesse spécifique de la réaction (vitesse à concentration unitaire des réactifs et produits) est liée à ce paramètre conformément à la relation d'Arrhenius :

$$\kappa = \mathcal{A} \cdot kT/h \cdot \exp(-E_a/RT) \quad (4.11)$$

où $\mathcal{A}$ est un coefficient, k la constante de Boltzmann, h la constante de Planck, E_a l'énergie d'activation.

Il en résulte que l'amorçage de la réaction exige le franchissement de la barrière énergétique. Au sein du système, au stade de la formation du germe de cristal, il

y a création d'une sursaturation des constituants entrant en réaction et il doit, par conséquent, exister à la limite de la zone de réaction entre cristal en voie de croissance et reste de la solution, des flux de matière et d'énergie. Compte tenu des conditions envisagées ci-dessus concernant le caractère stationnaire de l'état d'un système soumis à un gradient de concentration, les processus au sein de celui-ci doivent, pour atteindre un état stationnaire, se dérouler moyennant observation de la loi de production minimum d'entropie. La production d'entropie représente la vitesse de variation de l'entropie ; c'est pourquoi elle est une fonction de la vitesse de la réaction chimique correspondante. Posons pour la simplicité (réactions simples du premier ordre) que ces grandeurs sont directement proportionnelles :

$$P = dS/dt = f(w_r) = qw_r = qk\Pi c_i \qquad (4.12)$$

où q est un coefficient de proportionnalité. Pour des concentrations unitaires et pour $k = 1$, "q" est égal à la production "standard" d'entropie (P') et $P = P'w_r$. En supposant que les concentrations des constituants sont maintenues constantes grâce à l'intervention d'un flux extérieur, nous écrirons :

$$P = P'k \exp(-E_a/RT) \qquad (4.13a)$$

A l'état stationnaire la production d'entropie est minimale :

$$dP/dt = 0 \text{ et } dP/dt = P'k\cdot d[\exp(-E_a/RT)]/dt = 0 \qquad (4.13b)$$

Après intégration de $t = 0$ jusqu'à l'instant de la formation du complexe activé, nous obtenons :

$$E_a/RT = \ln C. \qquad (4.14)$$

Si le processus est non-stationnaire, la valeur de P n'est pas minimale et, conformément à (4.13a, b), l'expression figurant sous l'exposant augmente, c'est-à-dire que l'énergie d'activation des réactions ayant lieu pour un P plus élevé, est plus élevée. Cette différence s'exprime par diverses valeurs de ln C. Si l'on envisage des processus réels, il est plus correct de dire que les états dans lesquels l'énergie d'activation est plus élevée sont caractérisés par une production d'entropie plus élevée ; cela signifie qu'ils sont instables et moins avantageux du point de vue énergétique. On a montré plus haut que, dans un système soumis à un gradient de concentration avec flux de matière, on peut envisager la formation d'un complexe activé dans le cadre d'un modèle auquel s'applique le théorème de Prigogine : de toutes les réactions possibles c'est donc celle à énergie d'activation minimale qui doit non seulement démarrer la première, mais aussi s'effectuer dans des conditions s'approchant le plus d'un état stationnaire.

De ce point de vue, la règle bien connue d'Ostwald s'interprète d'une nouvelle manière : s'il est possible d'avoir plusieurs réactions successives de transfor-

mation d'un réactif en un produit final stable, ce n'est pas une réaction directe qui a lieu, mais bien la formation de produits intermédiaires métastables, la différence entre l'énergie libre de ceux-ci et celle du réactif étant inférieure à la différence entre les énergies libres du produit final et du réactif. Comparant cette règle à la conclusion tirée ci-dessus, on peut dire qu'en principe les réactions ayant lieu avec une variation minimum d'énergie libre sont caractérisées par une production minimale d'entropie. Ceci est illustré par l'ordre de cristallisation des phases successives de la silice à partir d'une solution sursaturée à basse température : opale–cristobalite–tridymite–quartz. Pour les minéraux de cette série les valeurs de l'énergie libre sont respectivement égales (en kcal/mole) à : -202,91 ; -204,17 ; -204,42 ; -204,71. Comme on le voit, la valeur de l'énergie diminue de manière monotone. La différence d'énergie libre est minimale pour la paire opale–cristobalite et maximale pour la paire opale–quartz. L'enchaînement des phases successives de la silice correspond, par conséquent, à la croissance de l'écart entre énergies libres des phases, bien que toutes les phases citées, à part le quartz, soient thermodynamiquement instables dans des conditions de basse température. L'évolution échelonnée non triviale que privilégie le système (à la différence de la voie directe : solution–quartz) peut être considérée comme un élément d'auto-organisation.

Habituellement, la formation de germes a lieu dans des conditions de processus non-stationnaire, étant donné que l'importante sursaturation initiale diminue rapidement avec le début de la croissance des cristaux et que, par conséquent, les conditions aux limites se modifient dans le temps. Cependant, le caractère régulier (récurrent) de la formation successive de phases intermédiaires métastables lors de la formation de nombreux minéraux (formes de silice, polytypes de micas et chlorites, modifications structurales des feldspaths alcalins, etc.) témoigne de la continuité de la cinétique de ces réactions, c'est-à-dire qu'on s'approche d'un état stationnaire. Lors de la synthèse hydrothermale de l'albite à basse température, réalisée tant en laboratoire que dans les processus de propylitisation, il y a, en règle générale, initialement formation d'albite désordonnée de "haute température", thermodynamiquement instable à basse température. Elle peut, par la suite, passer à la forme ordonnée stable de basse température. Les calculs, effectués pour la réaction de remplacement du plagioclase par l'albite, montrent que dans la formation d'albite métastable de haute température l'énergie d'activation est de 2,25 kcal/mole à 1000° C et pour la forme ordonnée stable, de 4,85 kcal/mole [Rusinov, 1972]. Il en résulte que la différence entre l'énergie libre du plagioclase (50 % An) et celle de l'albite désordonnée est de quelques kcal inférieure par rapport à l'albite ordonnée. L'augmentation d'entropie est également inférieure pour la formation d'albite désordonnée et la production d'entropie relative au processus plagioclase–complexe activé–albite désordonnée–albite ordonnée est moins importante que

pour la série plagioclase–complexe activé–albite ordonnée. Ceci confirme l'hypothèse que le processus tend à s'approcher d'un état stationnaire en progressant par paliers jusqu'à l'équilibre en passant par des phases métastables. Il est intéressant de noter que, dans les processus naturels, le degré d'ordre de l'albite qui se forme s'accroît avec l'augmentation de température et au dessus de 350° C se forment des albites parfaitement ordonnées. Il semble qu'avec l'accroissement de la température il y ait diminution du seuil énergétique et du degré de sursaturation de la solution, ce qui signifie que l'affinité chimique de la réaction de formation de l'albite désordonnée diminue. Étant donné que de l'albite ordonnée commence à cristalliser, il y a diminution de la vitesse relative de synthèse de la forme désordonnée. On observe, par conséquent, approximativement une relation de proportionnalité $A = a \cdot r$, pour laquelle, ainsi qu'on l'a montré ci-dessus, le principe de production minimale d'entropie se trouve vérifié. C'est donc que le processus s'approche d'un état stationnaire.

Des calculs analogues conduisent aussi à une conclusion similaire pour la formation des polytypes de micas blancs dioctaédriques. Lors de la synthèse de ceux-ci à une températures de 200–300° C, c'est le polytype métastable 1M qui se forme en premier lieu, l'énergie d'activation pour la formation de celui-ci étant inférieure à celle qu'exige le polytype stable 2M1 [Mukhamet-Galeev & Zotov, 1989].

La cinétique des réactions métasomatiques exerce aussi une influence sur la structure de la zonalité métasomatique, parfois peu marquée, parfois importante. Considérons l'équation fondamentale de la zonalité métasomatique d'infiltration de D.S. Korzhinsky [1973]. Elle est basée sur la relation :

$$(dC/dx):(di/dv) = -1/f = K$$

D.S. Korzhinsky remplace ensuite x et v par une seule variable, ce que permet l'hypothèse adoptée, selon laquelle il y a obtention d'un équilibre local ; dès lors, les coordonnées spatiales et temporelles ne varient pas. Mais si l'on considère la vitesse des réactions chimiques comme une grandeur non-instantanée, mais finie (comme cela a lieu dans la réalité), les paramètres x et v sont indépendants et on ne peut pas les remplacer par un paramètre unique. A l'intérieur de chaque zone, où s'établit un équilibre entre la roche et la solution, il n'y a pas de changement de la teneur des constituants ni dans la roche, ni dans la solution ($dC_i = di = 0$). Aux limites des zones, ces modifications ont comme valeur finale $(\Delta C/\Delta i)/(\Delta x/\Delta v) = K$, où x est la distance par rapport à la section où la réaction chimique prend naissance, v le volume de la solution qui a percolé à travers la section donnée en un temps s'étant écoulé de l'instant initial à l'instant donné. En tenant compte du fait que $C \cdot \Delta v = \Delta M$, variation de masse du constituant a dans

la solution, et que ΔM par unité de temps représente la vitesse de réaction ($\Delta M = r$), alors $r/\Delta i = K\cdot\Delta x$. Puisque l'on peut poser qu'à température constante la vitesse de réaction est à peu près constante, on peut écrire $x\cdot\Delta i = K'$, c'est-à-dire qu'en s'éloignant de la section initiale dans la direction de percolation de la solution, la teneur du constituant *i* dans la roche varie selon une loi hyperbolique (fig. 4.2 *a*) et la distribution du constituant dans la roche doit avoir dans la colonne constituée de trois zones l'allure indiquée à la figure 4.2 *b* (les angles vifs étant émoussés par suite de la diffusion).

Si l'on pose comme fixée la teneur du constituant dans la roche (c'est-à-dire que l'on se fixe la position de la section dans l'espace), $C\cdot\Delta v = K''$ ou (comme Δv est une fonction du temps) $C\cdot\Delta t = K'''$. La variation de la concentration dans le temps suit également une loi hyperbolique.

L'influence des vitesses des réactions chimiques sur la forme des limites entre zones de la colonne de zonalité est dans bien des cas de peu d'importance. Dans les expériences où les zones et la section transversale du flux de solution sont de faibles dimensions, cet effet ne s'observe généralement pas [Zaraïskii, 1991]. Cependant, dans la nature, cet effet se trouve fréquemment constituer un facteur important. En particulier, dans les systèmes auxquels participent le fer, le manganèse et autres éléments à changement de valence, les vitesses des réactions chimiques (comprenant des réactions d'oxydo-réduction dans la solution) peuvent, pour un rapport donné (critique) de celles-ci, aboutir à une perte de stabilité de la branche thermodynamique le long de laquelle se développe la zonalité. Dans de tels cas, il apparaît dans la solution une structure dissipative qui se répercute dans la roche sous forme d'une zonalité rythmique rubanée.

Dans les processus de basse température, la cinétique des réactions détermine la séquence de dissolution des minéraux de départ de la roche et exerce, dès lors, une influence sur les associations de minéraux en voie de formation, ainsi que sur la zonalité métasomatique. Au cours de l'altération hydrothermale de séries volcaniques récentes, il se forme des roches composées d'associations minérales se trouvant en déséquilibre interne [Roussinov, 1972]. Ceci a donné lieu au développement d'une zonalité complexe comprenant des néoformations qui dans l'ensemble se trouvent en équilibre avec la composition de la solution, tout autant que des reliques de minéraux magmatiques. La dissolution de ces derniers se fait suivant une séquence rigoureuse caractéristique d'un l'intervalle défini de température et du type de sources hydrothermales. Lors d'une propylitisation il y a, dans la zone la plus externe, dissolution de l'olivine et de l'hypersthène ; plus près des zones internes, il y a successivement dissolution de l'augite, du plagioclase, de la hornblende, de la magnétite. Cette succession qui, en dehors

de légères variantes, est fixe pour des conditions physico-chimiques déterminées, dans des contextes géologiques divers, a été appelée "ordre de dissolution". Un ordre de dissolution différent de celui-ci est propre aux processus de moyenne température liés, par exemple, au métamorphisme des roches vertes. Dans ces conditions le plagioclase et l'augite changent de place dans l'ordre de dissolution : dans un premier temps le plagioclase se dissout complètement et est remplacé par l'albite, tandis que l'augite reste inchangée, même dans des roches intensément métamorphisées. Les observations faites dans les régions de volcanisme actif ont montré que la vitesse de dissolution du plagioclase augmente rapidement, lorsque la température croît de 100 à 300° C, alors que la vitesse de dissolution de l'augite augmente lentement.

Les concentrations en constituants et la température étant données, la vitesse de la réaction est définie par l'énergie d'activation $A \cdot \exp(-E/RT) \prod_k C_i$.

En posant constants $\prod_k C_i$, A et E, puis en passant aux logarithmes et en différentiant, nous obtenons $d(\ln K) = -(E/R) \cdot 1/dT$. Après intégration sur l'intervalle T_1 à T_2, (respectivement K_1 à K_2), après avoir posé $T_2 - T_1 = \Delta T$, nous obtenons l'équation d'une hyperbole [Roussinov, 1972]

$$(E + \Delta E)(\ln[K_2 / K_1] - E / RT_1) = -E / R.$$

Dans un système de coordonnées $T - \ln(K_2/K_1)$ l'hyperbole se situe dans les deuxième et quatrième quadrant (fig. 4.3). Aux faibles valeurs de T la pente de la courbe dépend du coefficient figurant dans l'équation : plus E/RT_1 est grand, plus la variation de la vitesse spécifique de la réaction est rapide avec la croissance de la température.

Dans l'exemple analysé ci-dessus, à basse température la vitesse de dissolution du plagioclase est plus faible que celle de l'augite, mais avec l'augmentation de T, la relation s'inverse. Ceci est évidemment dû au fait que l'énergie d'activation de dissolution du plagioclase est plus élevée que dans le cas de l'augite. L'ordre de dissolution des minéraux résiduels détermine la mise en solution de tel ou tel constituant et influence, dès lors, l'ordre de précipitation des minéraux néoformés et la zonalité de leur répartition. Cette influence s'observe dans les zones externes des propylites de faible profondeur [Rusinov, 1972]. Du côté des zones internes les minéraux résiduels arrivent à se dissoudre complètement et la zonalité est proche de celle qui est attendue en théorie. Il est curieux que pour le métasomatisme de basse température l'ordre de solubilité dont il est question ci-dessus (l'ordre dans lequel l'énergie d'activation de dissolution des minéraux

augmente) corresponde à la diminution graduelle de la valeur de l'entropie et de l'enthalpie de ces même minéraux dans des conditions standards.

Les relations cinétiques peuvent ainsi être exploitées dans l'interprétation des associations minéralogiques, bien qu'il subsiste d'importantes difficultés dans l'élaboration d'une théorie générale sur les associations minéralogiques en déséquilibre : ceci est dû à l'absence de constantes cinétiques déterminées par voie expérimentale et au caractère fragmentaire des données concernant les liens entre paramètres cinétiques et paramètres thermodynamiques. Une voie plus riche de perspectives dans l'exploitation de l'approche cinétique est l'étude des phénomènes auto-organisés dans les systèmes se trouvant en déséquilibre.

4.3. Auto-organisation et synergétique des systèmes métasomatiques

Un système métasomatique est en soi un exemple de système dynamique complexe, dans lequel, à côté de la circulation progressive d'un flux de solution aqueuse à travers un milieu poreux, il y a toute une série de réactions chimiques successives entre roche et solution. Ce système est difficile à modéliser, étant donné que la dynamique de l'écoulement est accompagnée d'interactions chimiques et que, à côté d'indices d'équilibre entre roche et solution dans un volume infiniment petit, il y a un déséquilibre manifeste aux limites des zones où se produisent des réactions de remplacement. En outre, la zonalité métasomatique témoigne d'une structuration (d'une complication de structure) du système pétrologique, dans lequel des réactions chimiques ont lieu non pas dans l'intégralité du volume de la roche affectée, mais se concentrent dans des régions discrètes, aux fronts de remplacement. La modélisation théorique de la zonalité s'est, bien sûr, faite par approximation d'un processus par des modèles physico-chimiques plus simples, se basant sur la thermodynamique d'états d'équilibre local (voir chapitre 2) ou sur la cinétique des réactions chimiques tendant à établir un équilibre entre roche et solution. Il est toutefois apparu que de tels modèles ne sont pas en mesure d'interpréter la création de structures plus complexes que celles qui se trouvent en équilibre et qui sont le résultat d'une auto-organisation du système [Klimontovich, 1995].

Les types de structures complexes les plus répandus prenant naissance dans des roches par suite de phénomènes d'auto-organisation sont des structures rythmiques rubanées (linéaires et concentriques), structures lenticulaires, structures orbiculaires, etc. Leur apparition est conditionnée soit par des réactions chimiques oscillantes du type réaction d'oxydo-réduction de Belusov-Zhabotinskiy (structures dissipatives), soit par un mécanisme autocatalytique et

l’emballement de la réaction. Il apparaît que les conditions générales d'auto-organisation dans un système physico-chimique sont : existence d’un important déséquilibre, apparition de rétroactions entre éléments du système, influence de la cinétique chimique à laquelle est liée la non-linéarité du processus. Les dispositions fondamentales de la théorie de l'auto-organisation, applicables aux systèmes géologiques et, en particulier, aux systèmes minéralogiques, ainsi que des exemples de tels systèmes sont contenus dans les ouvrages de F.A. Letnikov et P. Ortoleva [Letnikov, 1993 ; Ortoleva, 1994]. Quelques modèles particuliers de systèmes métasomatiques sont examinés dans des articles [Rusinov *et al*., 1994 ; Rusinov & Zhukov, 1994].

La théorie des systèmes et processus méasomatiques est basée sur la théorie de la zonalité métasomatique. Le premier modèle mathématique de la zonalité métasomatique a été élaboré par D.S. Korzhinsky. Celui-ci a considéré la zonalité métasomatique comme un attribut essentiel et un indice typique des processus métasomatiques, qui les distinguent des processus magmatiques et métamorphiques. Les modèles mathématiques de la zonalité de diffusion et d'infiltration qu'il a élaborés (voir chapitre 3) sont basés sur le principe de l'équilibre local et l’hypothèse d’une formation de limites abruptes et compactes entre zones, d’une part, et entre zone externe et roche intacte, d’autre part. Aux limites (fronts) ont lieu des réactions chimiques dans lesquelles il y a remplacement (ou dissolution) d'un des minéraux de la zone la plus externe ; on observe dans la solution un saut de concentration ou du potentiel chimique du constituant correspondant. Ces modèles ont été appliqués en premier lieu aux processus de formation des skarns, ensuite aux greisens et autres objets, avec lesquels ils se sont avérés être en parfaite correspondance. Le modèle de l'équilibre chimique local a, par la suite, été confirmé au cours de recherches théoriques et expérimentales [Zaraïsky, 1989; Balachov, 1985].
Dans les processus de basse température, la formation d'une zonalité se trouve compliquée par les effets cinétiques dus à la lenteur des réactions chimiques. En étudiant ces effets, V.S. Golubev [Golubev, 1981] a obtenu des systèmes d'équations dynamiques et cinétiques, décrivant la distribution des constituants au sein du flux de solution et de la roche avec laquelle elle réagit, distribution qui dépend non seulement des conditions initiales et aux limites, mais aussi du temps. Les équations cinétiques obtenues montrent la possibilité, en cas d'influence de la cinétique chimique, d'une variation progressive dans les proportions des minéraux au sein des zones de la colonne métasomatique,

Le développement ultérieur de la théorie de la zonalité métasomatique est lié à l'étude des processus se trouvant en déséquilibre important, dans lesquels se manifeste clairement une auto-organisation. Une auto-organisation ne peut prendre naissance qu'en système ouvert [Prigogine, 1985], lors d’un échange de

masse et d'énergie avec le milieu extérieur, c'est-à-dire sous l'effet d'une action extérieure. En cas d'influence peu importante des agents extérieurs, désignée habituellement sous le terme de paramètre de contrôle (qui provoque des changements au sein du système, le faisant passer d'un état d'équilibre à un état de déséquilibre), les fluctuations prenant naissance au sein du système s'amortissent, celui-ci retournant à l'équilibre. En cas de croissance de ce paramètre, les fluctuations se stabilisent et peuvent croître, faisant passer le système à un régime d'auto-organisation en cas de dépassement d'une valeur critique.

On peut montrer sous forme schématique dans un diagramme à bifurcation que le modèle de l'équilibre chimique local correspond à un état pour lequel la valeur du paramètre de contrôle est égale à zéro. Le modèle cinétique de V.S. Golubev occupe la plage des valeurs inférieures du paramètre de contrôle (domaine cinétique à relations linéaires entre forces et flux) ; à partir du point de bifurcation s'étend un domaine où apparaissent des effets synergétiques (fig. 4.4). H. Haken [Haken, 1980] a appelé synergétique la spécialité qui en science étudie l'action synchrone ou conjointe des constituants du système résultant de l'auto-organisation et de la fractalité (autosimilarité) des sytèmes. Dans les processus métasomatiques les effets synergétiques (auto-organisation) se manifestent dans : 1) la structure et la dynamique du front de pénétration de la solution dans la roche, l'instabilité d'un front plan et l'apparition de grappes de percolation (infiltration) ; 2) les conditions d'apparition d'ondes progressives de concentration et de formation d'une zonalité rythmique rubanée (périodique) 3) certaines propriétés fractales de la zonalité métasomatique L'auto-organisation au sein du flux de percolation de la solution se manifeste d'emblée dès pénétration de celle-ci dans la roche. Un système métasomatique est hétérogène et en déséquilibre important. Il consiste en une roche poreuse, une solution intergranulaire en équilibre avec la roche et une solution étrangère pénétrant de l'extérieur dans l'espace intergranulaire et se trouvant en déséquilibre avec la roche et la solution intergranulaire. La solution pénétrante se caractérise, dans le cas général, par des paramètres physico-chimiques différents de ceux de la solution intergranulaire. Elle présente, en particulier, une autre densité et une autre viscosité, dues à une différence de température et de salinité. C'est pourquoi ces deux solutions peuvent être considérées comme des phases indépendantes, au moins dans la zone du front métasomatique le plus avancé. L'interaction dynamique de celles-ci détermine pour beaucoup la morphologie et certains autres traits de la zonalité qui se met en place.

La succession normale des fronts, c'est-à-dire des limites entre zones, constitue l'ossature de la zonalité métasomatique. Certaines variétés morphologiques de pareils fronts de réaction sont, pour des cas simples de zonalité directionnelle,

étudiées dans les travaux de P. Ortoleva [Ortoleva, 1994]. Le cas le plus intéressant est celui d'un front de contrainte ("piégeage") avec précipitation d'un minéral "réactionnel" (terme de D.S. Korzhinsky) parce qu'il conduit à la formation de concentrations métallifères, par exemple, d'une minéralisation d'uranium au front de dissolution de la roche de départ (fig. 4.5).

Un front plan compact de progression d'une solution dans un milieu poreux homogène avec dissolution ou remplacement de minéraux de ce milieu n'est stable que pour une vitesse de percolation relativement réduite. Lorsque celle-ci augmente au delà d'un seuil critique, le front perd toute stabilité, même en ce qui concerne de minimes hétérogénéités de la roche au niveau des grains. Dès lors, il se forme dans le front des protubérances, qui ne disparaissent pas au fil du temps, mais persistent et ont tendance à croître (fig. 4.6). Ce phénomène, connu sous le nom de digitation ("fingering"), constitue un exemple typique d'auto-organisation [Ortoleva, 1994] : la solution se rétracte vers la base des protubérances à partir des fractions de flux qui en sont voisines ; la croissance de la protubérance s'accélère et celle des creux adjacents se ralentit. Lors de l'étude de la dissolution de la calcite, on a découvert que le long des flancs de la protubérance se développent des flux convectifs qui continuent à l'alimenter en solution fraîche. Au cours de ce processus de croissance, la structure de la protubérance peut se compliquer en fonction du rapport entre vitesses de percolation. Celle-ci peut avoir tendance à se ramifier (fig. 4.6).
L'instabilité du front plan est à l'origine de la formation de grappes lors de la percolation des solutions. La pénétration de la solution se fait à travers un système de pores et le long des contours des grains de minéraux. Dans le cas de roches compactes (volcaniques, intrusives ou métamorphiques) on peut considérer que le gros de la solution pénètre le long des espaces intergranulaires. L'interstice entre grains dans une section arbitraire est infiniment moins large que leur surface de contact. C'est pourquoi la circulation de la solution peut être assimilée par approximation à un mouvement dans un espace bidimensionnel. L'analyse des conditions de pénétration de la solution dans la roche se ramène alors à un problème bidimensionnel de déplacement d'une phase liquide unique au profit d'une autre à partir de l'espace intergranulaire. La solution de ce problème, en général, et la modélisation mathématique pour des rapports différents entre les viscosités des deux phases [Panfilov & Panfilova, 1996] montrent que la pénétration se fait à travers un réseau de grappes de percolation. La figure 4.7 donne un exemple de modèle informatique tridimensionnel de grappe de percolation. La nature des grappes est déterminée par le rapport des viscosités et par la vitesse de percolation de la solution ; elles ont la forme d'un réseau de filaments ou dendrites à ramifications multiples. La morphologie des grappes dendritiques varie en fonction du rapport des viscosités de la phase déplaçante et de la phase déplacée et en fonction de la vitesse de percolation. Si

la viscosité de la phase déplaçante est inférieure à celle de la phase déplacée, par exemple, par suite d'une température élevée et d'une salinité peu élevée, il se forme des injections à ramifications transversales peu importantes. Un front compact fait défaut. L'ensemble de la structure est étiré dans le sens de la chute de pression. De plus, il subsiste dans la roche des "îlots" (portions n'ayant subi aucun remplacement) et le front de zonalité métasomatique constitue un système de veinules plus ou moins orientées. Les stockwerks de ce type sont constitués d'un réseau de veinules métasomatiques ramifiées et subverticales qui se composent de carbonates, de quartz, d'épidote ou de biotite ; ces stockwerks sont assez courants dans les auréoles sommitales de certains gisements filoniens aurifères d'origine hydrothermale. Si la viscosité de la phase remplaçante est supérieure à celle de la phase déplacée, on est proche de la même situation, mais directement derrière les grappes se forme un front compact de remplacement. L'accentuation du rôle joué par les forces capillaires favorise la tendance à ramification des grappes et améliore le remplissage de l'espace par une grappe.

Les grappes décrites sont semblables à elles-mêmes, c'est-à-dire que la structure d'une partie de la grappe est, à une échelle arbitraire, semblable à la structure de l'ensemble de celle-ci. Le degré d'autosimilarité (fractalité), évalué par la dimension fractale, varie, pour des grappes de déplacement d'un liquide par un gaz (calculé pour le déplacement du pétrole par un gaz), dans les limites 1,3–1,7 et est proche de la valeur adoptée universellement pour les grappes planes, soit 1,71 [Panfilov & Panfilova, 1996]. L'existence d'une pareille invariance d'échelle est possible à la condition qu'il existe des liens d'ordre à longue portée et des liens inverses entre parties du système. On peut, dans ce sens, dire que la fractalité sert d'indice de capacité synergétique du système, la dimension fractale servant de mesure du degré de celle-ci.

Il a été signalé plus haut que le métasomatisme a lieu grâce à la participation de solutions aqueuses se trouvant en déséquilibre avec la roche. La solution pénètre dans la roche à travers un réseau de fissures et de zones susceptibles de la véhiculer. En admettant que la largeur des fissures est négligeable par rapport à leur étendue, on peut considérer ces fissures comme un objet topologiquement bidimensionnel, c'est-à-dire une surface. Dans le sens de l’écoulement de la solution ces canaux s'ordonnent suivant une succession déterminée. La solution se propage, en premier lieu, le long des fissures importantes de grande étendue. A partir de celles-ci elle pénètre sous forme de grappes de percolation le long de fissures plus ténues, d’où elle se répand à l'intérieur de la roche le long des limites d'hétérogénéité et ensuite à travers les limites intergranulaires et les fissures intragranulaires. L'ensemble de ces canaux forme dans l'espace un réseau de ramifications successives depuis un tronc de base, à la manière de la couronne d'un arbre (le schéma de propagation d'une portion de solution est

illustré à la figure 4.8). Une analogie plus fidèle est celle du système sanguin des organismes vivants qui distribue le sang à chaque cellule de l'organisme. De la même façon, des ramifications innombrables permettent à la solution d'atteindre chaque grain de la roche, imprégnant l'ensemble du volume de celle-ci. Il en résulte que le système de fissures et de limites d'hétérogénéités de la roche que détermine la surface ramifiée remplit le volume, c'est-à-dire acquiert les propriétés d'un objet tri-dimensionnel. Une telle surface est dite fractale et est douée d'une dimension fractale [Mandelbrot, 1982] $2<D_{fr}<3$, qui se distingue de la dimension topologique (cartésienne) aussi bien d'objets bidimensionnels (D_t=2) que d'objets tridimensionnels (D_t=3). On peut calculer la valeur de la dimension D_{fr} pour tout système concret après avoir fait le décompte du nombre de ramifications à chaque étape, s'étendant sur plusieurs étapes (générations de rameaux), ou après avoir compté la surface de remplissage de l'espace, en changeant l'échelle de comptage. Pour la surface dont la projection sur le plan du dessin est représentée à la figure 4.8, D_{fr} = 2,58.

Dans les expériences de G. Wagner [Wagner, 1997] un jet d'air déplace un liquide de l'espace compris entre deux lames de verre se trouvant en contact pas trop étroit. Les grappes qui y prennent naissance ont l'aspect de bulles reliées entre elles par de minces canalicules filiformes. Il est même possible que ces bulles s'isolent complètement de la zone d'alimentation. Dans cette expérience la répartition des bulles d'après leur dimension présente un caractère fractal, c'est-à-dire que la relation existant entre le nombre de bulles d'une dimension donnée et le diamètre de celles-ci a une allure exponentielle.

$N = r^{-D}$, où D est un nombre fractionnaire qui, dans le cas de grappes planes, vaut $1<D<2$. Dans le cas de formation de grappes d'une telle morphologie (bulles), l'interaction chimique de la fraction antérieure de la solution et de la roche donne naissance à des nodules métasomatiques ou ovoïdes de minéraux néoformés, comme si les fronts de métasomatisme n'étaient pas liés aux fronts compacts qui arrivent à la suite de ceux-ci. G.L. Pospelov a décrit des formations similaires. On leur rapporte aussi, semble-t-il, l'existence d'une biotitisation drusiforme entourant une coupole de biotitisation compacte dans le gisement aurifère du Mourountaou (fig. 4.9). La fig. 4.10 reproduit une photo et un croquis d'une partie du filon épithermal argentifère du Doukat. Une zone de berthiérinisation compacte (chloritisation) est bordée par une zone d'un agrégat rythmique rubané d'adulaire–berthiérine et entre celles-ci se disposent des zones à ovoïdes de même composition comportant un noyau d'adulaire.

On a étudié le mécanisme de formation des skarns rythmiques rubanés à wollastonite-hédenbergite (fig. 4.11). La photographie montre la fractalité d'une telle rythmicité. La succession d'alternances de bandes plus fines et plus épaisses

change de place en place, mais dans des plages individuelles la dimension fractale est proche de celle de l’ensemble de Cantor 0.45. En conséquence, le système en question constitue un exemple d'auto-organisation d'un processus métasomatique hydrothermal, compliqué par des changements répétés des trajectoires en voie d'évolution. V.V. Zhukov a élaboré précédemment des modèles de zonalité rythmique pour certains cas particuliers [Rusinov & Zhukov, 1994].

Le modèle de zonalité métasomatique d'infiltration isotherme basé sur les idées relatives aux fronts et ondes progressifs représente le modèle le plus général comprenant les cas d'équilibre local tout comme les processus de déséquilibre extrême. L'étude portant sur le système d'équations dynamiques et cinétiques et sur la nature de leurs solutions a montré que les fronts de remplacement peuvent se déplacer à vitesse constante, se montrer abrupts et correspondre au modèle de l'équilibre local de D.S. Korzhinsky. Il est toutefois fréquent que le front de remplacement n'est pas une surface bidimensionnelle, mais a une certaine épaisseur due à la valeur finie de la vitesse de la réaction de remplacement. On peut alors voir apparaître des ondes de concentration. Partant du point de vue adopté au sujet des notions relatives aux ondes progressives dans la distribution initiale uniforme du constituant au sein de la roche, nous revenons au modèle des fronts progressifs et de l'équilibre local. Dans ce cas le point de repos du système sur la surface de phase n'est pas un attracteur, c'est un point-selle instable à trajectoires divergentes ; c'est pourquoi il est impossible ici d'avoir des oscillations. Si donc la distribution est inégale, il est possible de voir apparaître une ou plusieurs ondes, mais dans ce cas non plus il n'y a pas réalisation d'un régime oscillatoire stable.

Le cas le plus intéressant est celui où il existe des réactions d'oxydo-réduction dans la solution. Elles servent notamment de point de départ d'un régime oscillatoire de fonctionnement du système. Considérons un système où il y a oxydo-réduction des ions de fer ou, d'un point de vue général, d'un élément quelconque de valence variable

$$M_x + Y = X + Y$$
$$X \leftrightarrows Y + ne^-$$
$$X + Y = M_y + X,$$

où *X* est la forme réduite, *Y*, la forme oxydée et *M*, les minéraux. L'étude de la stabilité des solutions des équations correspondantes relatives aux vitesses de réactions permet d'obtenir les portraits de phase du système pour les variantes considérées (fig. 4.12). De toutes les variantes possibles, seul un foyer instable peut amorcer une évolution le long d'une trajectoire stable fermée du type cycle

limite et, par conséquent, provoquer des oscillations spatiales stables de la concentration. La structure rythmique rubanée qu'on observe dans la roche correspond à la structure dissipative se développant dans la solution.
La figure 4.13 présente le résultat de la modélisation numérique pour des skarns à wollastonite-hédenbergite où l'on voit que le développement de bandes enrichies en minéral est en retard par rapport à l'évolution de la structure dissipative dans la solution.

L'étude pétrographique a permis d'établir que la zonalité rythmique qui y a pris naissance est le résultat d'un processus qui s'est déroulé en deux étapes. Il s'est d'abord formé dans le calcaire un skarn à wollastonite à grains régulièrement dispersés d'hédenbergite magnésienne et alumineuse, après quoi il y a eu dissolution de cette hédenbergite précoce et dépôt d'hédenbergite plus tardive, riche en fer et dépourvue d'alumine, sous forme de minces bandes au milieu de la wollastonite prédominante. L'analyse dynamique et cinétique du système est basée sur les équations des réactions les plus importantes possibles au sein de celui-ci [Rusinov & Zhukov, 1994] :

$FeCaSi_2O_6 + Ca^{2+} = Ca_2Si_2O_6 + Fe^{2+}$ (1)
$FeCaSi_2O_6 + Ca^{2+} = Ca_2Si_2O_6 + Fe^{2+}$ (1)
(hédenbergite) (wollastonite)

$FeCaSi_2O_6 + Ca^{2+} = Ca_2Si_2O_6 + Fe^{3+} + e^-$ (2)
$Fe^{2+} = Fe^{3+} + e^-$ (3)

On a, en outre, pris en considération l'existence dans la solution de complexes mono- et polynucléaires de fer. On a effectué une analyse des relations entre vitesses des réactions directes et inverses dans le système, en même temps qu'une analyse des équations dynamiques de la percolation de la solution ; celles-ci ont montré que la formation des structures rythmiques rubanées décrites s’effectue en deux étapes. Il apparaît d'abord au sein de la solution une structure dissipative avec distribution ondulatoire de la concentration en fer bivalent et trivalent. Ensuite, celle-ci évolue et provoque la dissolution et la reprécipitation des minéraux sous forme de bandes. La formation de structures dissipatives de cette classe est la conséquence de réactions d'oxydo-réduction, réactions homogènes au sein de la solution et réactions hétérogènes solution-minéral.
Du point de vue du mécanisme considéré, on conçoit que la zonalité périodique se rapporte habituellement aux zones d’avant de la zonalité métasomatique, comme se formant là où le système se trouve en déséquilibre le plus prononcé. Ceci est loin d'épuiser la masse de propriétés synergétiques de la zonalité métasomatique, ouvrant ainsi des perspectives à des études ultérieures.

De sorte que, sous les diverses formes sous lesquelles elle se manifeste, l'auto-organisation constitue une propriété caractéristique des systèmes métallifères métasomatiques et hydrothermaux, son étude présentant un intérêt aussi théorique que pratique.

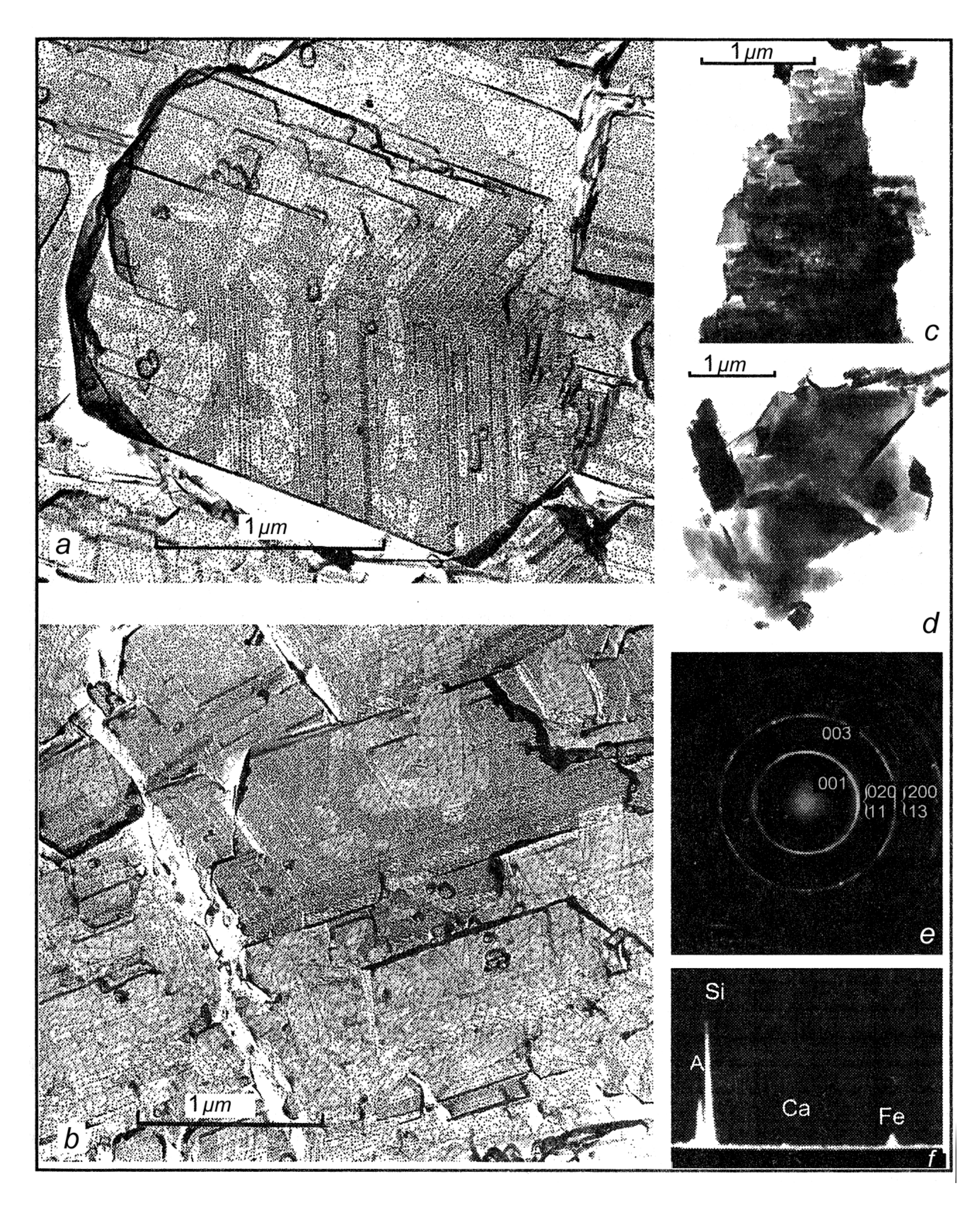


Fig. 4.1 Photographies au microscope électronique de cristaux de sanidine soumis à pulvérisation d'or et de la montmorillonite qui la remplace à partir de la surface [Samotoin, 1996].

a, b – photo de la surface de la sanidine ombrée par pulvérisation ; *c, d* – photo en lumière naturelle (*c* - grain de sanidine dissous; *d* – montmorillonite de néoformation) ; *e* - diffractogramme de la montmorillonite ; *f* – spectre de dispersion d'énergie de celle-ci.

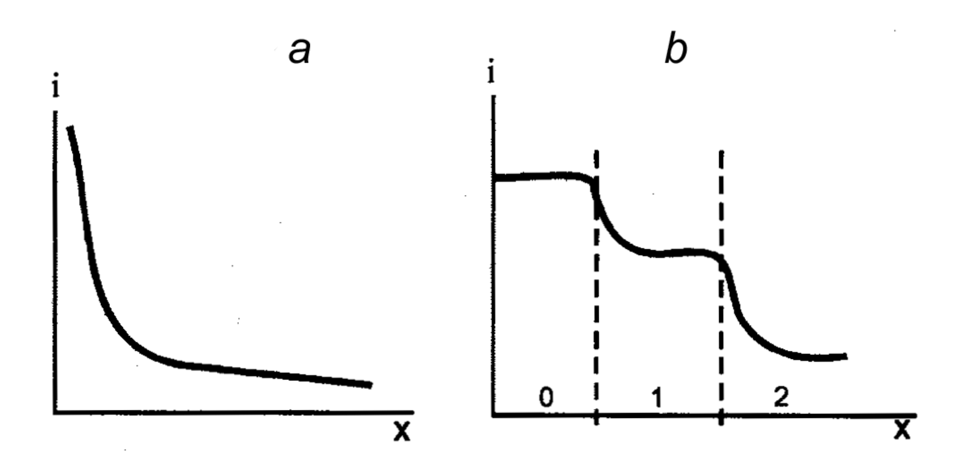


Fig. 4.2. Teneurs d'un constituant dans une roche en fonction de la distance (*x*) de percolation de la solution (*a*) ; de même, pour une colonne constituée de trois zones (*b*)

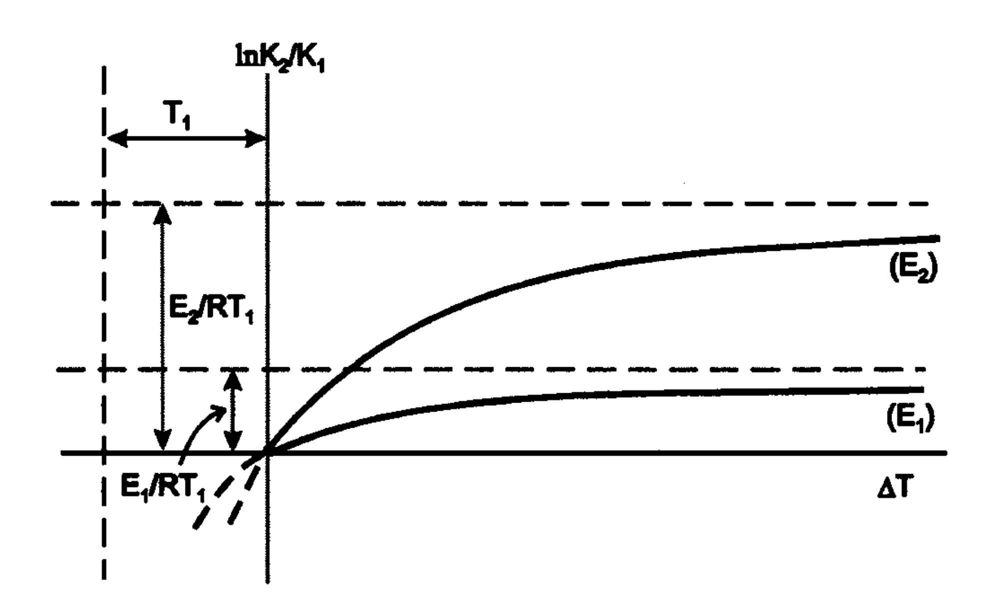


Fig. 4.3. Vitesse de variation de l'énergie d'activation d'une réaction chimique en fonction de l'augmentation de température d'après [Rusinov, 1972]
K est la constante de la vitesse de réaction, *E* l'énergie d'activation

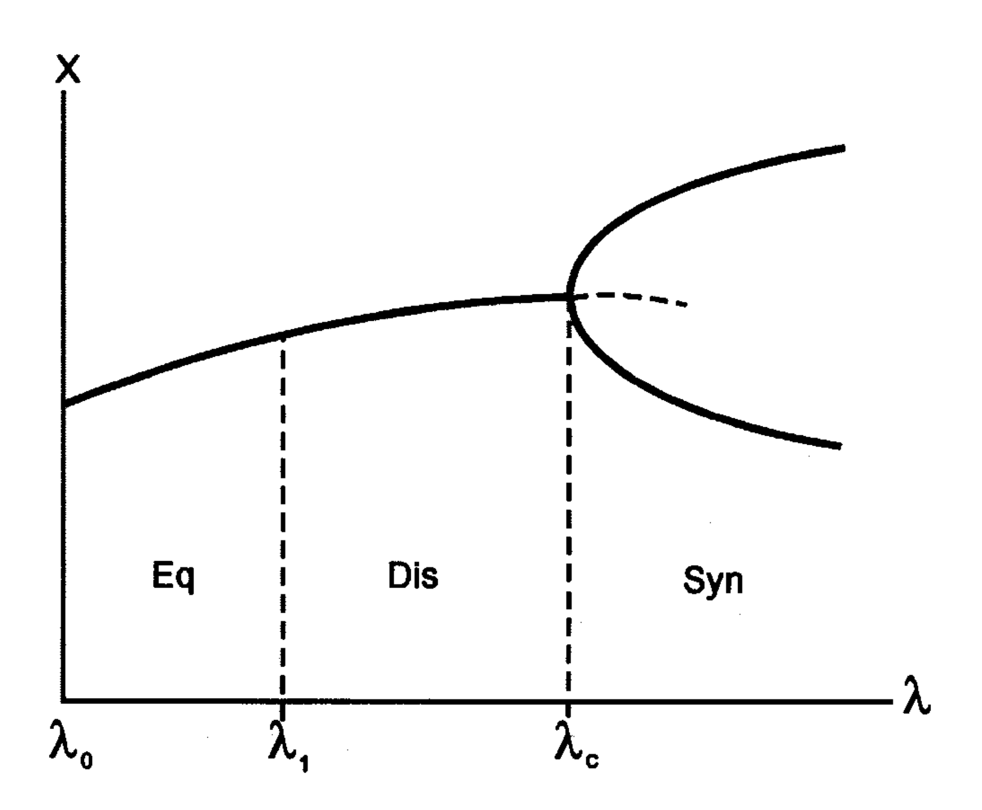


Fig. 4.4. Diagramme avec bifurcation
X, propriété du système (concentration, densité, etc.) ; λ, paramètre de contrôle (λ_0, équilibre, λ_1, instabilité des relations linéaires, λ_c, point critique ou point de bifurcation) ; Eq, domaine linéaire, proche de l'équilibre ; Dis, domaine non linéaire, de déséquilibre ; Syn, domaine des effets synergétiques s'étendant audelà du point critique.

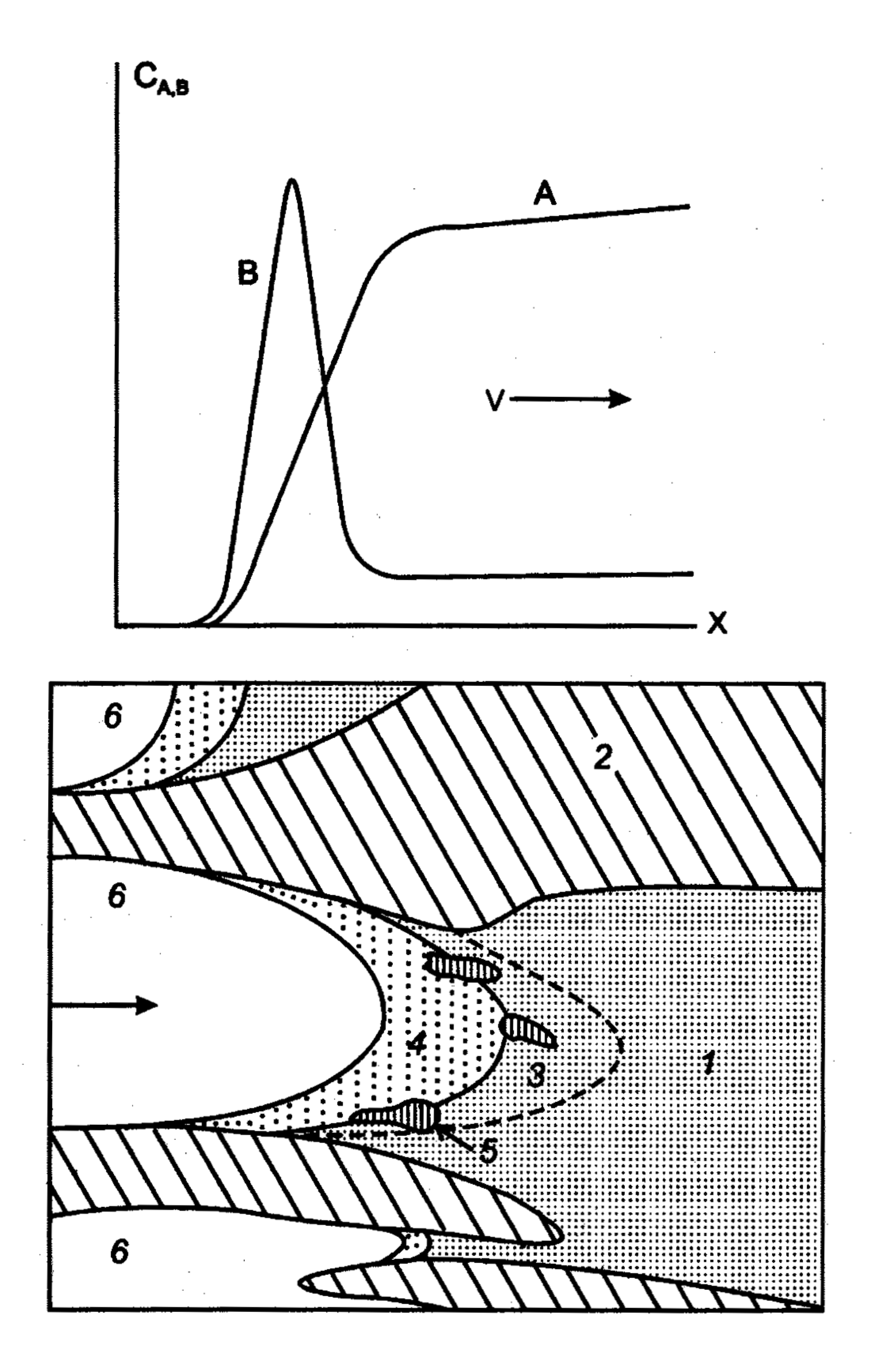


Fig. 4.5. Au dessus : schéma de la structure du front de contrainte relatif à la précipitation du minéral B sur le front de dissolution du minéral A (la flèche indique la direction de percolation de la solution) ; en dessous : schéma de la formation d'un gisement d'uranium au front de dissolution du grès par la solution métallifère [Ortoleva, 1994]
1 – grès ; 2 – zone de dissémination de pyrite ; 3 – zone de pyritisation intensive ; 4 – zone à minerai d'uranium ; 5 – concrétions de calcite ; 6 – zone d'argilisation ; flèche – direction de percolation des solutions

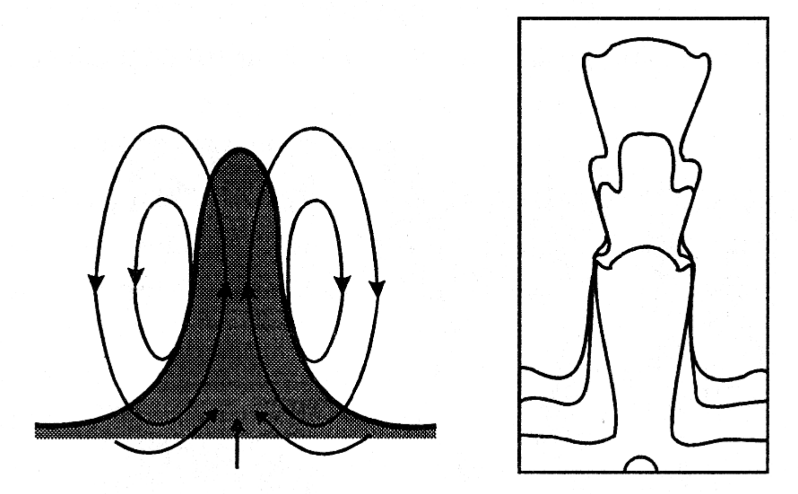


Fig. 4.6. A gauche : formation de panaches par suite de l'instabilité dans le déplacement du front plan. Les flèches indiquent le sens de circulation de la solution et de transport de matière. A droite : complications de structure d'un panache au cours de sa croissance. D'après [Ortoleva, 1994]

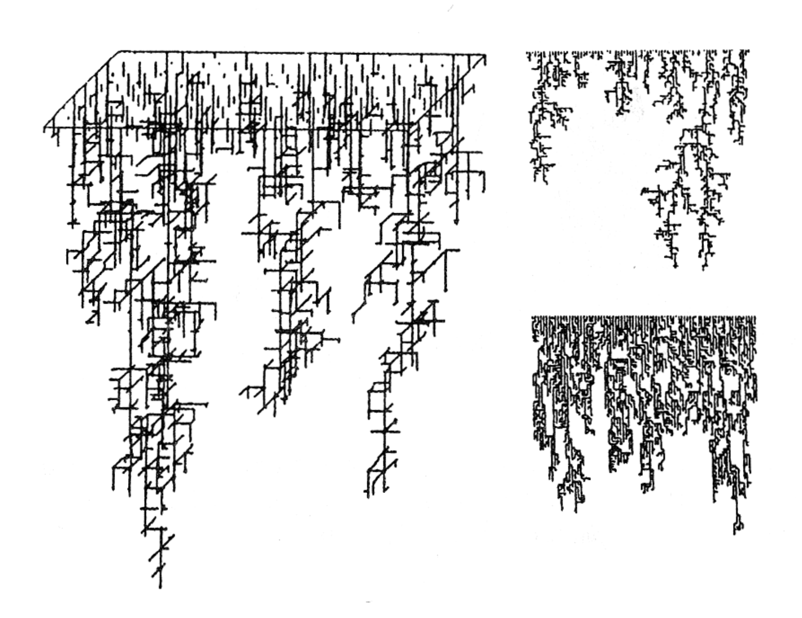


Fig. 4.7. Résultat de la modélisation numérique de grappes de percolation d'après [Panfilov & Panfilova, 1976]
A gauche : modèle tridimensionnel ; à droite : grappes bidimensionnelles de déplacement d'un liquide plus visqueux par un liquide moins visqueux

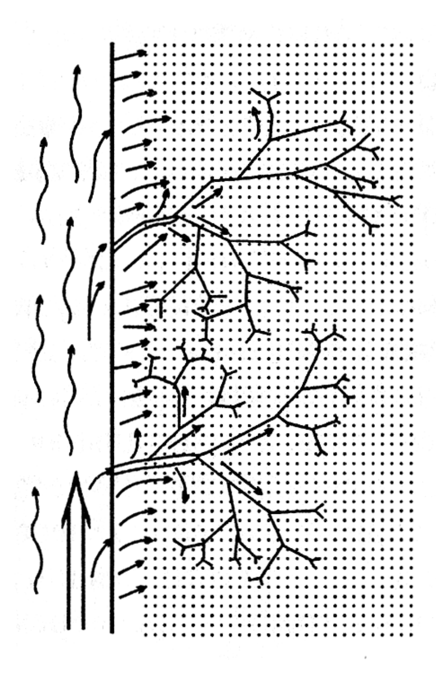


Fig. 4.8. Formes de pénétration d'une solution à partir de fissures ouvertes dans une roche encaissante poreuse, uniformément fissurée
Les flèches indiquent le sens d’écoulement de la solution

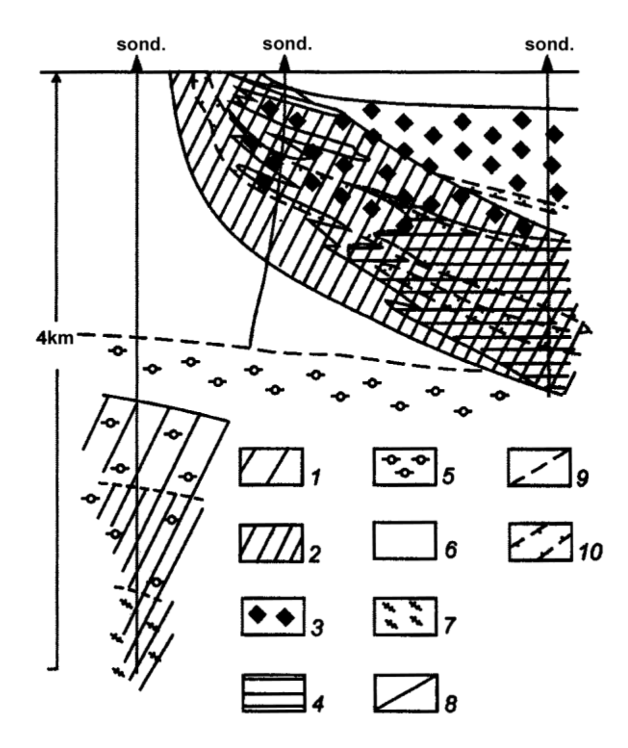


Fig. 4.9. Extension des roches métasomatiques dans une coupe à travers une partie du champ métallifère du Mourountaou d'après [Rusinov & Rusinova, 1998]
1, 2 – zone à associations de skarns (*1* – faciès à actinolite, *2* – faciès à pyroxène-clinozoïsite) ; *3* – zone à cornéennes "insulaires" à biotite ; *4* – zone à cornéennes compactes ; *5* – coupole à biotitisation précoce ; *6* – schistes encaissants ; *7* – région à injections granitiques ; *8* – limites de faciès ; *9* – limites de sous-faciès ; *10* – limites d'extension de la minéralisation métallique

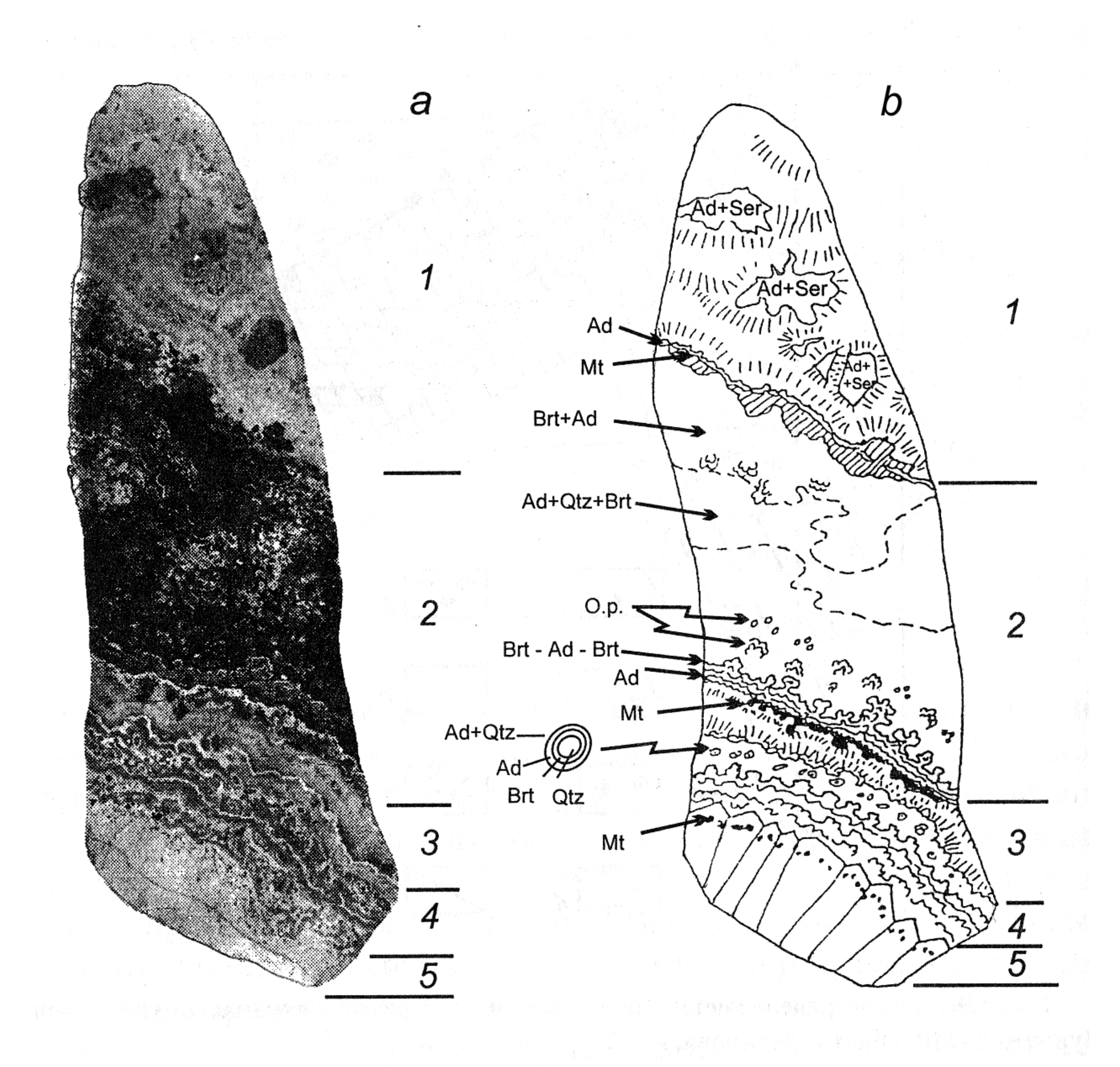


Fig. 4.10. Photographie (*a*) et croquis (*b*) d'un échantillon prélevé dans un filon métallifère quartzeux du gisement auro-argentifère de Doukat (ceinture volcanique d'Okhotsk-Tchtoukotskii). Pièce de la collection de V.V. Krylova

Les chiffres désignent les zones métasomatiques. R.i., rythmicité insulaire à berthiérine-adulaire. Dimension de l'échantillon 30cm

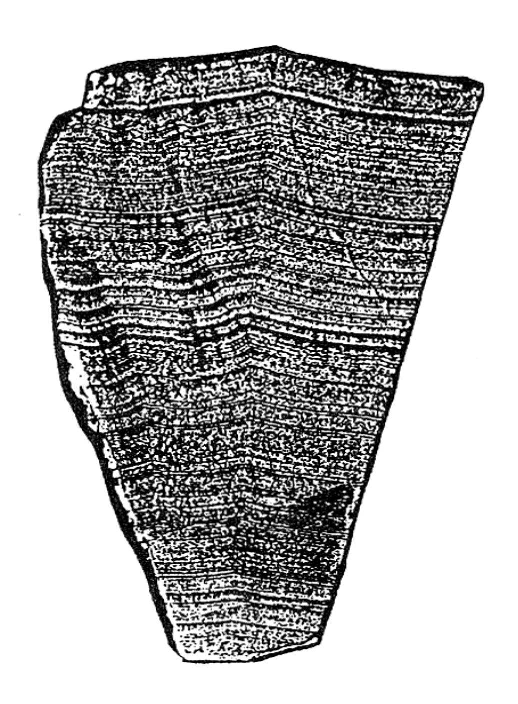


Fig. 4.11. Photographie d'un échantillon rythmique rubané d'un skarn à wollastonite–hédenbergite du gisement de bore de Dalniegorsk (Primoryé)
Bandes sombres d'hédenbergite, bandes claires de wollastonite. Longueur de l'échantillon : 18cm**)**

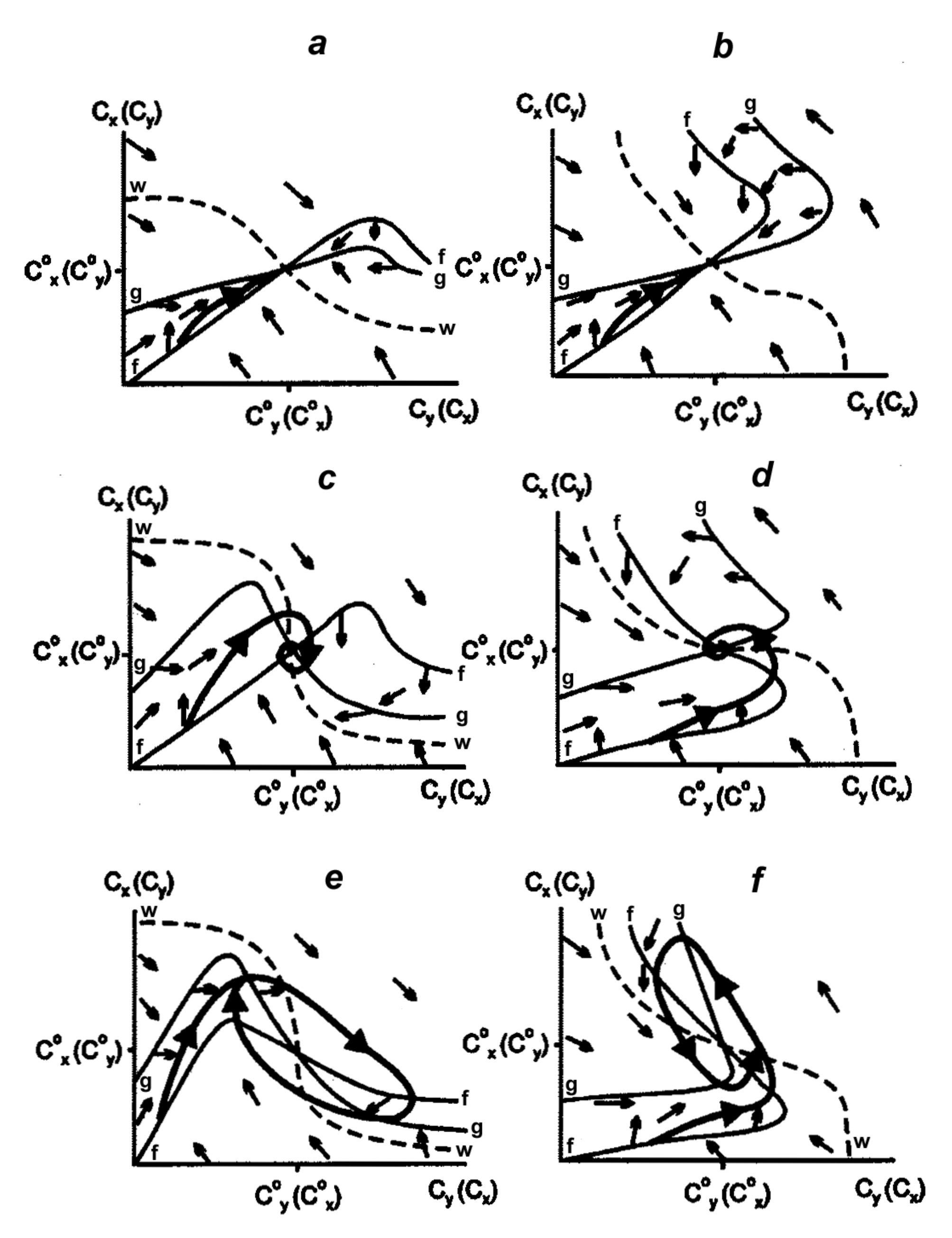


Fig. 4.12. Portraits de phase des solutions des systèmes d'équations des fronts et ondes progressives dans le plan de phase (C_x, C_y) en fonction des rapports des valeurs de la fonction *f* (Fxy = 0), *g* ($F_{xy} + w_x = 0$), *w*(w_x =0)

F_{xy} est la vitesse de la réaction d'oxydo-réduction ; w_x, w_y la vitesse des réactions de transfert de masse entre la solution et les phases solides des constituants *X*, *Y*. Les courbes en traits gras continus sont les trajectoires des solutions, les flèches indiquant le sens de celles-ci en un point donné, C^0 est la solubilité du constituant.

Les portraits de phase représentés correspondent aux différents régimes de la dynamique de formation d'une zone métasomatique : *a, b,* au régime de zonalité unidirectionnelle dans les conditions d'équilibre local dans la zone (le point fixe est le point-selle) ; *c, d,* au régime d'ondes progressives localisées à la limite arrière d'une zone donnée (foyer stable et instable) ; *e, f,* au régime d'ondes progressives répandues partout dans une zone donnée (cycle limite autour du nœud instable) ; *a, c, e* sont de sens horlogique ; *b, d, f,* de sens antihorlogique.

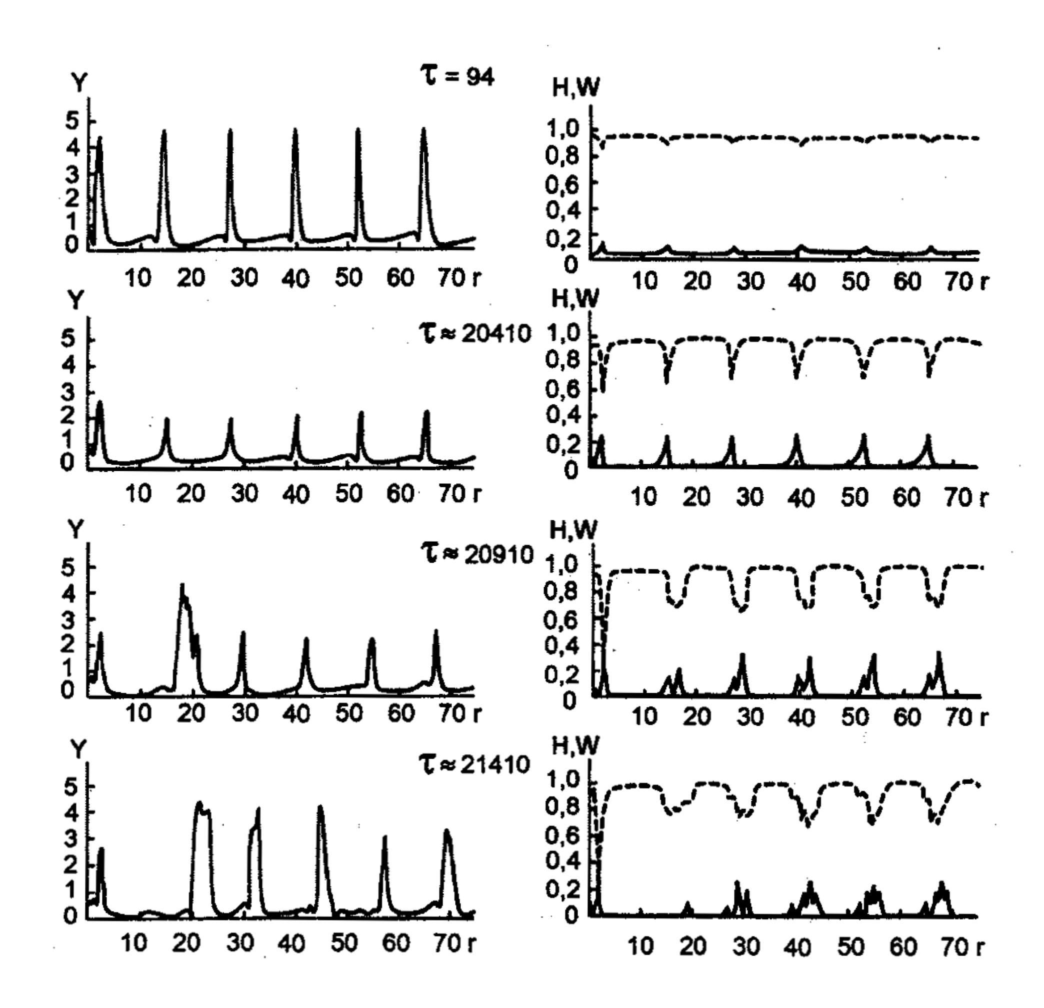


Fig.4.13. Évolution de la structure dissipative au sein de la solution (à gauche) et développement de la structure rubanée au sein de la roche (à droite) d'après les résultats d'une modélisation informatique

Y est la concentration du constituant au sein de la solution ; *H* et *W* sont les teneurs des minéraux au sein de la roche (*H* hédenbergite, *W* wollastonite) ; τ est le temps sans indication d'unité ; *r* est la distance dans le sens de percolation de la solution

Chapitre 5

MODÉLISATION EXPÉRIMENTALE DU MÉTASOMATISME

Au cours de la dernière décennie la modélisation expérimentale a permis de reproduire les principaux types de roches métasomatiques périmétallifères et d'évaluer les conditions aux limites de leur formation en fonction de *T*, *P*, P_{CO_2} , de la composition et de la concentration de la solution, du pH, de f_{O_2} et autres paramètres [Zaraisky, 1989, 1993$_{1,2}$; Zharikov & Zaraisky, 1991]. Le présent travail exploite les résultats de ces recherches, permettant ainsi d'interpréter les conditions physico-chimiques des processus métasomatiques dans les systèmes granitiques, parmi lesquels on distingue les processus d'infiltration et de diffusion (fig. 5.1).

5.1. Méthodes expérimentales

L'ensemble des expériences a été réalisé à l'aide d'une méthode de modélisation de la zonalité métasomatique de diffusion. Le principe de la méthode a été basé sur la modélisation d'un système ouvert à constituants parfaitement mobiles suivant D.S. Korzhinsky. L'activité des constituants dans le milieu extérieur par rapport à la roche été maintenue constante grâce à un volume important de solution tampon dans laquelle on a placé une petite capsule en or, ouverte à un bout (*d*=5 mm, *l*=50 mm) et emplie de poudre de roche comprimée dont les particules avaient une dimension ≤ 0,1 mm. Les roches granitoïdiques de départ auxquelles on a eu recours étaient un granite leucocrate, un granite à biotite et une granodiorite (tableau 1). La capsule contenant la roche a été placée verticalement dans une gaine autoclave hermétique d'un volume de 150 cm³, fabriquée à partir d'un alliage de titane résistant à la corrosion (fig. 5.2). On y a versé la solution et, suivant les besoins, introduit des tampons d'oxygène et autres tampons, du dioxyde de carbone solide, ainsi que des poids dosés de quartz pulvérisé destiné à la saturation de la solution en silice, de composés métalliques et d'autres consti

	Roche		
	Leucogranite[1]	Granite à biotite[2]	Granodiorite[3]
SiO_2	76,87	71,06	65,56
TiO_2	0,30	0,20	0,72
Al_2O3	12,56	14,59	15,52
Fe_2O_3	0,38	0,30	-
FeO	-	1,75	3,64
MgO	0,10	1,20	2,19
CaO	0,50	1,74	3,98
Na_2O	3,80	4,14	3,76
K_2O	4,98	4,27	3,48
perte au feu	0,31	0,81	1,15
total	99,80	99,85	100,00

Tableau 5.1. **Composition chimique (% en poids) et minéralogique (% en volume) des roches granitoïdiques ayant servi dans les expériences** [1] – Kazakhstan central, Aktchataou : Qtz-35,0 ; Pl-34,0 ; Kfs-29,0 ; Bi-1,0 ; autres-0,1
[2] – Altaï (Kalba), Belaïa Gora : Qtz-25,0 ; Pl-45,5 ; Kfs-19,0 ; Bi-9,5 , autres-1,0
[3] – Tadjikistan, Maïkhoura : Qtz-23,5 ; Pl-45,5 ; Kfs-14,5 ; Bi-10,0 ; Amph-5,5 ; autres-1,0

tuants en fonction des conditions des expériences. Le rapport fluide/roche était d'environ 100/1.

On a fait usage de solutions d'acides (HCl, HF), de bases (NaOH, KOH) et de sels des constituants entrant dans la composition des roches : chlorures et fluorures de Na, K, Ca, Mg, Fe et également carbonates et métasilicates de Na et K en combinaisons diverses en fonction des objectifs de la modélisation. Dans beaucoup d'expériences la solution était à la base constituée de NaCl ou KCl, en tant que constituants prédominants des fluides naturels, qu'on a acidifiés par HCl ou alcalinisés par NaOH afin d'obtenir la valeur voulue du pH. On a fait varier la concentration des solutions dans une large fourchette, de 10^{-5} jusqu'à 5 moles/kg H_2O, mais on a le plus souvent adopté des concentrations de 10^{-3} à 1,0 m. Au cours de l'expérience le fluide est resté immobile et a réagi avec la roche par diffusion des constituants à travers l'orifice de la capsule. Il y a eu en sens inverse départ par diffusion de constituants de la roche. C’est grâce au volume important de la solution que la composition de celle-ci n'a, malgré l'interaction avec le granite, pas fortement varié au cours de l'expérience. Le granite n'est parvenu à l'équilibre avec la solution extérieure que dans la zone arrière à proximité de l'extrémité ouverte de la capsule. Plus bas la roche est restée en déséquilibre avec la solution extérieure, mais elle s'est dans chaque section trouvée dans une situation proche de l'équilibre local avec la solution existant au sein des pores. On a donc réalisé ainsi la modélisation d'un système ouvert à constituants parfaitement mobiles dont les activités, de même que la pression et la température, étaient fixées par le milieu extérieur à la roche. Dans les expériences faites avec des solutions fluorées, on a, à la place de gaines en

titane, utilisé des gaines en or et en platine de moindre volume et des capsules de moindre dimension. Les expériences ont été menées à T=250–600° C, P=1 kb et pendant une durée de 1 à 4 semaines.

Au terme de l'expérience il s’est formé dans la capsule, à l'endroit de la roche homogène initiale, une colonne métasomatique zonée, qui souvent présentait des contacts tranchés entre zones. Les modifications les plus importantes ont eu lieu dans la zone arrière située à proximité de l'extrémité libre de la capsule et ayant été directement au contact de la solution agissante. La composition de la zone frontale (dans le sens du flux de diffusion des constituants de la solution) située à l'extrémité fermée de la capsule est demeurée proche de celle du granite de départ. Les colonnes obtenues expérimentalement ont été figées au moyen d'un liant organique, découpées en tronçons à la scie diamantée et étudiées à la microsonde par la méthode ponctuelle habituelle et la méthode de scannage à faisceau étroit suivant des coupes diamétrales dans le but de déterminer la composition chimique globale des zones.

Considérons les modèles expérimentaux limités aux types principaux de roches métasomatiques, qui se forment directement dans les granites, sans aborder un autre groupe important de métasomatites génétiquement liées aux granites, mais habituellement localisées au sein des roches encaissantes (métasomatites magnésiennes d'exocontact, propylites, bérésites, métasomatites à quartz-séricite, à quartz-adulaire-séricite, etc.). Tenant compte du lien étroit existant habituellement entre métasomatisme et métallogénie, on a également réalisé une modélisation expérimentale des dépôts de métaux rares, synchrones des processus de métasomatisme acido-alcalin du granite.

5.2. Modélisation du métasomatisme acide des granites

Le terme métasomatisme acide ou "lessivage acide" [Korzhinsky, 1953], "métasomatisme hydrogéné" [Hemley & Jones, 1964] s'emploie comme terme généralisant un groupe étendu de formations métasomatiques, caractérisées par une tendance générale à l'apport de constituants chimiques de base (Fe, Mg, Ca) et d'alcalins (K, Na) avec augmentation de l'acidité générale de la roche. C'est souvent la formation de zones arrière composées seulement de minéraux siliceux et alumineux ou même de quartz seul qui apparaît être le résultat final du métasomatisme acide le plus intense.

Métasomatisme des granites sous l'action de solutions chlorurées acides

Modélisation de la formation des quartzites secondaires. L'action sur un granite, une granodiorite ou une diorite quartzique de solutions aqueuses de HCl ou de solutions chlorurées acides, à faible rapport mKCl/mHCl, mNaCl/mHCl, $mCaCl_2$/mHCl et saturées en quartz, donne lieu à formation de colonnes métasomatiques dont la zone arrière est composée de quartz et d'un des minéraux aluminosilicatés : kaolinite (en dessous de 300° C), pyrophyllite (300–420° C) ou andalousite (au dessus de 420° C) en fonction de la température [Zaraisky *et al*., 1981]. Au point de vue composition minéralogique ces métasomatites expérimentales peuvent être comparées aux faciès à kaolinite, pyrophyllite et andalousite des quartzites secondaires. Elles peuvent être considérées comme un cas extrême de lessivage acide d'un granite, lorsque dans la solution acide agissante il y a défaut (ou présence en très petite quantité) de certains autres constituants des roches, mis à part la silice.

Prenons, à titre d'exemple, la structure d'une colonne métasomatique obtenue par l'action sur un granite à biotite (voir tableau 5.1) d'une solution de 0,1 mHCl à *T*=400° C (fig. 5.3). Les proportions quantitatives de minéraux (% mol) dans les zones de la colonne ont été calculées d'après les données résultant de la détermination de la composition chimique globale à la microsonde sur des coupes diamétrales (tableau 5.2). Pour raison de simplification la figure n'indique pas le taux de porosité, s'établissant de 28 à 41 % en volume dans les différentes zones. On notera au tableau 5.2 que c'est l'existence d'une porosité qui explique la valeur déficitaire du total des constituants chimiques, étant donné que la teneur du constituant occupant une unité de volume du milieu poreux est déterminée à la microsonde. Et c'est seulement en l'absence de pores que ce total peut atteindre 100 %. Les données figurant au tableau 5.2 montrent que dans un processus de métasomatisme FeO, MgO, CaO, Na_2O et K_2O subissent un départ important, mais que la teneur en SiO_2, Al_2O_3 et TiO_2 reste établie à peu près au niveau antérieur, quoique la silice soit toujours l'objet d'un certain départ dans les zones arrière 1 et 2.

Un abaissement de la température jusqu'à 300° C et moins entraîne la formation dans la zone arrière d'une colonne de kaolinite au lieu de pyrophyllite, alors que dans les expériences réalisées à 500° C il se forme de l'andalousite au lieu de pyrophyllite. Partout dans les zones arrière, il y a présence de quartz à titre de deuxième phase. A toutes les températures, il y a dans les zones centrales des colonnes développement de muscovite. La séquence de remplacement feldspath

→ muscovite → pyrophyllite (kaolinite, andalousite) reflète l'augmentation d'acidité de la solution à mesure de la progression des zones d'avant aux zones

Tableau 5.2. **Composition chimique (% en poids) des zones métasomatiques d'une colonne expérimentale, répondant au faciès à quartz-pyrophyllite des quartzites secondaires (voir fig. 5.3)**

	Zone					
	1	2	3	4	5	0[1]
SiO_2	48,4	45,7	49,9	53,2	50,7	49,7
TiO_2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2
Al_2O_3	10,6	10,6	10,2	10,2	10,1	10,2
FeO*	0,1	0,6	2,3	1,4	1,3	1,4
MgO	0,0	0,0	1,0	0,7	0,7	0,9
CaO	0,1	0,3	1,0	1,0	0,9	1,2
Na_2O	0,2	0,3	1,4	2,6	2,5	2,9
K_2O	0,2	1,5	2,7	2,9	3,3	3,0
Somme	59,8	59,2	68,9	72,3	69,8	69,3

* Totalité du fer sous forme de FeO

[1] 0 – granite à biotite de départ, porosité=30 %

d'arrière de la colonne. La séquence de remplacement de la kaolinite par la pyrophyllite et l'andalousite dans les zones d'arrière des colonnes suivant la température correspond au changement des faciès de température des quartzites secondaires.

Modélisation des greisens à quartz–muscovite et des métasomatites à quartz–feldspath potassique. L'accroissement du rapport mKCl/mHCl dans la solution agissante diminue l'intensité du lessivage acide du granite et dans les zones d'arrière des colonnes apparaissent des micas, des feldspaths et autres aluminosilicates (fig. 5.4).

Les colonnes expérimentales qui se forment dans ces conditions peuvent être mises en parallèle avec les greisens à quartz-muscovite et les métasomatites à quartz-feldspaths. Ainsi, par exemple, l'action sur un granite à biotite d'une solution de 1 mKCl + 0,05 mHCl + [Qtz], pH_{init}=1,4, T=400° C, P=1 kb, t=500 h a permis d’obtenir une colonne proche des greisens du faciès à quartz-muscovite en composition et au point de vue enchaînement des zones (les chiffres du bas indiquent la distance des limites de zones par rapport à l'extrémité libre de la capsule) :

Ms +Qtz	Ms+Qtz +Kfs	Ms+Qtz +Kfs+Bi	Ms+Qtz +Kfs+Pl+Bi	Qtz+Kfs +Pl+Bi	Granite à biotite

0 2,8 6,1 33,7 43,7 48,7 mm

Dans des expériences similaires, mais sans saturation de la solution en quartz, la zone d'arrière apparaît comme uniquement composée de muscovite à porosité élevée. De telles colonnes peuvent être mises en parallèle avec le faciès des greisens à muscovite, qui dans la nature se rencontrent plus rarement que les greisens à quartz-muscovite.

En faisant agir sur un granite à biotite une solution fortement acide, mais très concentrée en potassium de 3 mKCl+0,1 mHCl+[Qtz], pH_{init}=0,8 à *T*=500° C, *P*=1 kb, *t*=240 h, on a reproduit une colonne d'un métasomatisme à quartz-feldspath potassique dans laquelle le granite s'est trouvé remplacé sur une grande profondeur par un agrégat à quartz-feldspath potassique :

Qtz+Kfs	Qtz+Kfs+Bi	Granite à biotite

0 35,0 50,0 mm

Et dans ce cas l'action des solutions sous-saturées en quartz entraîne la formation d'une zone arrière monominérale à feldspath potassique.

Pour une température supérieure à 450° C les greisens à quartz-muscovite sont, avec l'augmentation de l'acidité (diminution du rapport mKCl/mHCl), remplacés par le faciès à quartz-andalousite des quartzites secondaires ou des greisens, mais en dessous de 300° C, par un faciès à quartz-kaolinite.

Les conditions aux limites de la formation des quartzites secondaires, des greisens à quartz-muscovite et des métasomatites à quartz-feldspath potassique, suivant la température et la valeur du rapport mKCl/mHCl au sein de la solution, peuvent être illustrées dans un diagramme expérimental des relations des phases dans le système granitique modèle Al_2O_3–SiO_2–H_2O–KCl–HCl (fig. 5.5). Ce système correspond à la composition des zones arrière les plus modifiées des colonnes du métasomatisme acide, desquelles sont enlevés tous les constituants des roches, à part Si, Al et K. C'est pourquoi la composition des phases des différents champs du diagramme correspond à la composition minéralogique des zones arrière des colonnes des familles et faciès métasomatiques correspondants. La limite supérieure de température des greisens à quartz-muscovite est déterminée par le fait que le champ de stabilité de la muscovite associée au quartz s’achève en biseau à 555° C. Une augmentation de P_{H_2O} l'élève quelque

peu (jusque 590° C à 2 kb) et une diminution de celle-ci l'abaisse (jusque 500° C à 0,5 kb). Les métasomatites à quartz-feldspath potassique peuvent exister dans une très large plage de température, à condition que les solutions aient une teneur élevée en potassium. Dès lors, à concentration en HCl constante, un abaissement de la température rend nécessaire une concentration toujours plus élevée en KCl pour obtenir le remplacement de l'association minérale à quartz-muscovite par une association à quartz-feldspath potassique.

Modélisation du métasomatisme à quartz-albite et de la propylitisation des roches granitoïdiques. En présence de solutions sodiques le principal processus de modification d'un granite est l'albitisation. Les solutions sodiques fortement acides du type 1m NaCl + 0,1m HCl + [Qtz] exercent sur le granite presque la même action que des solutions à 1m HCl, c'est-à-dire qu'elles entraînent la formation, dans les zones d'arrière des colonnes, des associations à Qtz+Kln, Qtz+Prl ou Qtz+And. De telles colonnes correspondent à divers faciès de la formation à quartzites secondaires. Il apparaît alors que ce n'est pas la présence ou l'absence de sodium dans la solution qui est déterminante, mais une acidité elevée. L'action sur un granite leucocrate de solutions chlorurées d'acidité modérée et proches de la neutralité à diverses concentration de sodium (de 0,01 m à 5 m NaCl) (voir tabl. 5.1) entraîne l'albitisation de tous les minéraux de la roche de départ, excepté le quartz ; il se forme un colonne métasomatique de type albitites quartziques (*T*=400° C, *P*=1 kb, *t*=336 h, solution de 1m NaCl+[Qtz], pH_{init}=5,8) :

Ab +Qtz	Ab + Qtz + Bi	Ab + Qtz + Kfs + Bi	Granite leucocrate

0 6,0 15,0 50,0 mm

L'albite remplace d'abord Kfs, ensuite Bi. Il y a parfois conservation de reliques de l'oligoclase de départ. La zone d'arrière est seulement composée d'albite et de quartz. Une certaine augmentation de l'acidité de la solution entraîne l'apparition de muscovite dans les zones antérieures de la colonne sous la forme d'une paragenèse à biotite, albite et quartz.

L'action sur une granodiorite de solutions sodées proches de la neutralité et faiblement acides (voir tabl. 5.1) à *T*=300–500° C entraîne la formation de colonnes du type des propylites à albite dont la zone d'arrière est constituée d'une paragenèse Ab+Chl+Amph+Zo (la solution n'est pas saturée en SiO_2). A *T*=500° C, *P*=1 kb, *t*=336 h, solution de 1m NaCl + 0,0003m HCl, pH_{init}=3,7, on obtient la colonne :

Ab + Amph + Chl + Zo	Qtz + Ab + Amph + Chl + Zo	Qtz + Pl + Amph + Bi + Chl + Zo	Grano-diorite

0 2,0 4,5 21,0 50 mm

A mesure de l'augmentation d'acidité, Amph, Zo et Ab disparaissent successivement de la composition de la paragenèse de la zone arrière à quatre minéraux. La plus stable se trouve être la chlorite qui, dans les solutions sodées modérément acides, est associée à la paragonite. Dans des conditions d'acidité élevée la chlorite disparaît, la zone arrière des colonnes étant composée de Kln, Prl ou And, auxquels s'ajoute le quartz en cas de saturation de la solution en silice.

Métasomatisme sous l'action de solutions fluorurées acides

Modélisation de la greisénisation du granite. C'est l'intervention de solutions fluorurées acides qui est le trait le plus caractéristique des processus de formation des greisens, en particulier des greisens à quartz et à quartz-topaze avec fluorite et micas fluorés. C'est Yu.B. Shapovalov [Shapovalov, 1988] qui a obtenu les premières données expérimentales sur l'équilibre minéral de la topaze dans le système Al_2O_3–SiO_2–H_2O–KF–HF (fig. 5.6).Il a été établi que la formation de topaze requiert une concentration assez élevée en HF et faible en KF dans la solution en équilibre (mHF>0,0025 m, mKF<0,006 m à *T*=400° C, *P*=1 kb). Ceci explique que les greisens à topaze sont peu répandus dans la nature. Suivant la température la limite inférieure de stabilité de la topaze est déterminée par les équilibres avec l'andalousite, la pyrophyllite ou la kaolinite. La limite supérieure à toutes les températures étudiées (300–600° C) est déterminée par l'équilibre avec la fluellite ($AlF_3.H_2O$).

Greisens du faciès à quartz-topaze. La particularité des solutions fluorurées acides réside dans la grande solubilité qu'y a non seulement la silice, mais aussi l'alumine [Zaraisky, 1994]. C'est pourquoi, afin de prévenir la dissolution du granite dans les expériences, on a ajouté de la poudre de quartz et de corindon à la solution de HF. On a, par cette voie, réussi à obtenir dans un granite leucocrate (voir tableau 5.1) une colonne zonée correspondant au faciès à quartz-topaze des greisens (*T*=500° C, *P*=1 kb, *t*=336 h, solution à 1 mHF + [Qtz] + [Al_2O_3]) :

Qtz+Toz +Fl	Qtz+Ms +Fl	Qtz+Ms +Kfs +Fl+(Ab)	Qtz+Kfs +Ab+Fl	Qtz+Ab +Kfs +Bi+Fl	Leuco-granite

0 3,0 4,1 7,2 12,1 25 mm

Dans la zone arrière le quartz prédomine sur la topaze (fig. 5.7). Dans les zones suivantes la topaze est remplacée par la muscovite, plus loin encore il y a conservation de la stabilité du feldspath potassique, ensuite de l'albite du granite leucocrate de départ. Dans toutes ces zones il y a présence d'une quantité de fluorite de 1–3 %.*Greisens du faciès à quartz-muscovite*. Une augmentation modérée de la concentration en potassium au sein de la solution (mKF > 0,006 m) entraîne le remplacement de la topaze dans la zone arrière par de la muscovite et une augmentation de la quantité de feldspath potassique dans les zones restantes :

Qtz+Ms +Fl	Qtz+Kfs +Ms+Fl	Qtz+Kfs+Ms +Bi+Fl	Qtz+Kfs+Ab +Bi+Fl	Leucogranite

Greisens du faciès à quartz. Nous n'avons pas pu dans les solutions chlorurées obtenir une colonne correspondant aux greisens à quartz à cause de la conservation de l'alumine dans la zone arrière. Il peut, toutefois, y avoir départ complet de l'alumine des zones arrière par suite de l'interaction du leucogranite et des solutions de HF saturées en quartz. Dans une expérience réalisée à T=900° C, P=1 kb, t=336 h, avec une solution de 1 m HF + [Qtz] en excès, on a obtenu une colonne dont la zone arrière était pratiquement constituée de quartz seul :

Qtz +Fl	Qtz+Ms +Fl	Qtz+Kfs +Ms+Fl	Qtz+Kfs+Ab +Bi+Fl	Leucogranite

0 3,0 5,0 7,5 25 mm

Pour former une colonne complète dans laquelle il y a développement d'une zone à quartz-topaze entre les zones à quartz et à quartz-muscovite, il doit y avoir augmentation de l'activité de l'aluminium dans la solution (T=500° C, P=1 kb, t=336h, solution à 1 m HF + 0,17 m AlF_3 + [Qtz]) :

Qtz+Toz +Fl	Qtz +Fl	Qtz+Ms +Fl	Qtz+Kfs +Bi+Fl	Qtz+Kfs+Ab +Bi+Fl	Leuco-granite

0 1,0 4,5 5,5 7,0 25 mm

Une pareille zonalité latérale est typique notamment pour les corps de greisens à allure de filons subverticaux et zonalité symétrique du gisement à tungstène-molybdène d'Aktchataou au Kazakhstan central [Zaraisky, 1995].

Les résultats de la modélisation expérimentale confirment la nécessité dans les processus de formation de greisens de l'intervention de solutions fluorurées acides. En effet, l'action de solutions fluorurées permettent d'obtenir tous les types de faciès fondamentaux de greisens : faciès à quartz-muscovite, à muscovite, à quartz-topaze et à quartz, alors que les solution chlorurées sont susceptibles de donner lieu à la formation des seuls faciès à quartz-muscovite et à muscovite. L'exemple des greisens permet de dire que la température joue un rôle de second ordre par rapport à celui que joue la composition de la solution. Tous les types de colonnes de greisens caractérisés ci-dessus ont été obtenus dans une large fourchette de température, soit de 300 à 600° C [Soboleva *et al*., 1988] ; de plus, les modifications que la structure des colonnes a subies lors d'un changement de température ont été très réduites, cette structure étant incontestablement liée à la variation de composition de la solution.

Métasomatisme sous l'action de solutions chloruroborées acides

On n'a pas, au sein de solutions de H_3BO_3 sans addition d'autres constituants, réussi à reproduire la tourmalinisation. L'addition de NaCl donne lieu à formation de tourmaline au sein des minéraux foncés de la roche et seulement dans la zone arrière de la colonne métasomatique. L'introduction de $FeCl_2$, $FeCl_3$ ou $MgCl_2$ dans la solution favorise fortement la formation de tourmaline dans toutes les zones de la colonne, tant au sein des minéraux foncés qu'au sein des feldspaths. Dans des conditions d'acidité élevée (pH 1,5–4,0), la formation de greisens à quartz-tourmaline et autres métasomatites à tourmaline exige des concentrations élevées en H_3BO_3, soit de 0,5 m à 600° C à 2,0 m à 300° C. Il a été établi que la tourmaline présente toujours une teneur en fer inférieure à celle de la solution en équilibre et que cette teneur a tendance à augmenter avec une diminution de la température.

Métasomatisme sous l'action de solutions chlorurées, contenant du dioxyde de carbone et du soufre

La partie fondamentale de cette série d'expériences a été réalisée dans un intervalle de basse à moyenne température de 250–400° C. Suivant la stabilité des minéraux argileux, de la séricite et du feldspath potassique dans la zone arrière les colonnes expérimentales peuvent être comparées avec trois groupes de familles métasomatiques : (1) les argillisites (2) les bérésites et métasomatites

à quartz-séricite, (3) les gumbéites et métasomatites à quartz-feldspath potassique. Les minéraux typomorphes des bérésites, gumbéites et argillisites, mis à part les aluminosilicates indiqués, sont représentés par l'ankérite, la calcite et la pyrite. Dans un diagramme T–P–XCO_2 – $\log(m_{K^+}/m_{H^+})$, le domaine des bérésites occupe une position centrale (fig. 5.8). Une diminution de la température et de la valeur du rapport $\log(m_{K^+}/m_{H^+})$ donne lieu au remplacement des bérésites par des argillisites, une augmentation de ces paramètres donnant, par contre, lieu à des gumbéites. Une modification de la pression a l'effet inverse. Il convient de signaler que pour la formation des bérésites la fourchette de température est assez étroite (T optimale = 260–325° C) et que celles-ci dépendent grandement de la concentration du fluide en CO_2 $\left(X_{CO_2} \geq 0{,}05\right)$. Une diminution de X_{CO_2} conduit au remplacement des bérésites par des métasomatites à quartz-séricite ne contenant pas d'ankérite. Un comportement similaire se constate quant aux relations existant entre gumbéites à ankérite et métasomatites à quartz-feldspath potassique, dépourvues d'ankérite.

5.3. Modélisation du métasomatisme alcalin des granites

Métasomatisme sous l'action de solutions de chlorures, carbonates et silicates de sodium et potassium

Modélisation des albitites et feldspathites potassiques à aegyrine. Dans des conditions de métasomatisme alcalin sodique, en présence d'un excès de quartz, il y a, au départ d'un granite, départ intensif de K_2O seul et apport sensible de Na_2O [Zaraisky, 1989]. Les feldspaths sont remplacés par de l'albite et la biotite par de l'aegyrine. Le résultat final des remplacements se traduit par une zone arrière à quartz-albite-aegyrine (T=500° C, P=1 kb, t=336 h, solution à 1,0 m NaCl + 1 m NaOH + [Qtz], pH_{init}=12,8).

1	2	3	0
Qtz+Ab +Acm	Qtz+Ab +Acm+(Bi)	Qtz+Pl+Kfs +Acm+(Bi)	Granite à biotite

0 8,2 27,7 44,5 mm

On a introduit au tableau 5.3 la composition chimique des zones de cette colonne qu'il est intéressant de comparer à la composition des zones des colonnes de lessivage acide (voir tableau 5.2). Lors du lessivage acide d'un granite à biotite, de même qu'en solutions acides à activité élevée de Na, il y a

départ intensif de tous les constituants au dépens de la roche, alumine exclue, incluant aussi un certain départ de Na. Lors d'un métasomatisme alcalin sodique, il y a départ important de K_2O (partiellement de MgO) à partir du granite et apport sensible de Na_2O. L'alumine du granite se concentre dans l'albite et sur base de Fe, Mg, Ca et Ti entrant dans la composition du granite se forme de l'aegyrine.

Tableau 5.3. **Composition chimique (% en poids) des zones métasomatiques de colonnes expérimentales, de métasomatisme alcalin sodique d'un granite à biotite (colonne d'albitites à aegyrine)**

	Zone			
	1	2	3	0[1]
SiO_2	49,7	49,9	51,8	49,7
TiO_2	0,2	0,2	0,3	0,3
Al_2O_3	9,3	9,5	9,7	10,2
FeO*	1,2	1,1	1,5	1,4
MgO	0,5	0,3	0,5	0,9
CaO	1,0	1,1	1,2	1,1
Na_2O	6,0	4,6	3,8	2,9
K_2O	0,2	0,7	2,4	3,0
Total	68,1	67,4	71,2	69,5

* Tout le fer sous forme de FeO

[1] 0 – granite à biotite initial, porosité = 30 %

L'action des solutions alcalines sodiques, sous-saturées en SiO_2, entraîne une forte désilicification du granite. Au lieu d'albite associée à de l'ægyrine dans la zone arrière, il se forme des feldspathoïdes, néphéline, sodalite ou cancrinite, en fonction de la composition anionique de la solution (OH^-, Cl^- ou CO_3^{2-}). Des conditions d'alcalinité aussi élevée ne sont évidemment pas typique des massifs granitiques.

Les solutions alcalines potassiques provoquent un métasomatisme potassique du granite, s'exprimant par une feldspathisation potassique intense. La zone arrière présente la composition minéralogique Qtz+Kfs+Bi. Dans les solutions non saturées en SiO_2 la zone arrière est composée de feldspath potassique monominéral. Pour une alcalinité très élevée (solution à 1,0 m KOH) dans la zone arrière, au lieu de Kfs il se forme de la calcilite associée à de la tétraferribiotite. Dans les zones moyennes et antérieures de pareilles colonnes, la calcilite est remplacée par du feldspath potassique et dans la biotite se forme de l'aegyrine et de la riébeckite.

Métasomatisme sous l'action de solutions alcalines fluorées

Modélisation des albitites alcalines et des "apogranites" à riébeckite et aegyrine. La présence de fluorite, cryolite, amphiboles et micas fluorés est habituelle dans beaucoup de métasomatites alcalines se développant dans des granites normaux et alcalins. Un des problèmes intéressants réside dans la possibilité de formation de granites à riébeckite et aegyrine par une voie qui a été étudiée par nous précédemment [Zaraisky & Zyryanov, 1973].

En présence de solutions alcalines fluorées l'altération la plus intensive du granite se fait en l'absence de saturation en quartz (T=500° C, P=1 kb, t=95 h, solution à 1,0 m NaF, pH_{init}=7,2) :

Ab +Rbk	Qtz+Ab +Rbk	Qtz+Ab+Ksp +Rbk+(Bi)	Granite à biotite

0 1,0 12,0 40,0 mm

Dans la zone arrière de la colonne se forme une albitite à riébeckite : il y a départ de quartz, albitisation complète du feldspath potassique et du plagioclase, quant à la biotite, elle est remplacée par une amphibole alcaline. Dans le même temps, la zone antérieure de la colonne correspond en composition à un granite à riébeckite typique. Une augmentation de température jusque 550 et 600° C contribue à faire apparaître de l'aegyrine au lieu de riébeckite.

En présence d'une saturation en silice des solutions fluorurées sodiques, l'intensité de l'altération du granite diminue ; il y a dans la zone arrière conservation du quartz, le feldspath potassique conservant une grande stabilité. L'augmentation d'activité du SiO_2 favorise le développement d'aegyrine au lieu d'amphibole alcaline. Toutefois, même dans ce cas, la zone antérieure de la colonne correspond à un granite à riébeckite. Une paragenèse similaire de

granites à riébeckite typiques (Qtz+Ab+Kfs+Rbk) se forme dans la zone antérieure, même quand ce sont des solutions fluorées alcalines potassiques au lieu de solutions sodiques qui agissent sur un granite à biotite (*T*=500° C, *P*=1 kb, *t*=96 h, solution à 1,0 m KF, pH_{init}=7,3) :

Kfs +Fe-Bi	Kfs +Nar	Qtz+Kfs +Rbk	Qtz+Ab+Kfs +Rbk+(Bi)	Granite à biotite

0 1,5 14,0 35,0 40,0 mm

Ceci met en évidence le rôle de tampon que joue la roche, en fournissant du Na à la solution poreuse lors du remplacement de l'albite par le feldspath potassique. Cependant, suivant la composition cationique de la solution extérieure, la zone arrière de la colonne est composée soit d'albite et de riébeckite (solution de NaF), soit de feldspath potassique et de tétraferribiotite (solution de KF). Il convient également de noter la formation de narsarsukite $Na_2(Ti,Fe)Si_4O_{10}$ (O, OH, F) dans la deuxième zone de la colonne, obtenue dans la solution de KF.

5.4 Relation entre les faciès du métasomatisme sodique alcalin des roches granitoïdiques et la température et les valeurs de log(mNaCl/mNaOH) en solution

Dans cette série d'expériences, c'est une granodiorite qui était la roche de départ (voir tableau 5.1) et une solution à 1,0 m NaCl qui constituait la base de la solution. Un changement d'alcalinité a été obtenu par addition de NaOH de 0,0001 à 0,1 m. La valeur de départ du pH a varié de 7 à 12,8. Les solutions n'étaient pas saturées en silice [Zaraisky *et al*., 1984].

A mesure de l'augmentation de l'alcalinité de la solution il y avait changement du type de métasomatites qui prenaient naissance, depuis des propylites à albite dans des conditions proches de la neutralité jusqu'à des albitites alcalines à amphibole-aegyrine et des métasomatites ultra-alcalines à aegyrine-riébeckite-sodalite (fig. 5.9).

Un abaissement de la température de 400 à 350–300° C entraîne la modification de la sodalite et de l'albite en analcime. Une limite importante sépare les domaines du métasomatisme acide et du métasomatisme alcalin ; elle est mise en évidence par le fait que l'actinolite des propylites fait place à une amphibole alcaline dans les albitites.

Dans les conditions de *P–T* des expériences cette limite est parallèle à la courbe des valeurs neutres du $pH_{T,P}$, se déplaçant quelque peu dans le domaine alcalin. Après les expériences l'analyse des solutions révèle, en conditions alcalines par comparaison à des conditions acides, une diminution brusque (de plus de cent fois) du lessivage de Fe, Mg et Ca à partir de la roche.

5.5 Modélisation des dépôts de métaux rares (W, Mo, Sn) dans un processus de greisénisation et de métasomatisme alcalin d'un granite leucocrate

Dans cette série d'expérience la source de W, Mo et Sn dont on s'est servi était constituée de poudres de wolframite, molybdénite et cassitérite placées dans une solution dans une coupelle séparée [Zaraisky & Stoyanovskaya, 1995]. Tout comme dans les autres expériences, la poudre de leucogranite tassée se trouvait dans une capsule en or ouverte. L'interaction avec la solution eut comme résultat de faire naître au sein du granite une colonne métasomatique de diffusion avec adjonction de quantités de W, Mo et Sn dans les zones arrière. On a, comme "greisénisants", utilisé des solutions chlorurées et fluorurées acides : 1 m KCl + 0,05 m HCl et 1m KF + 0,05m HF. On a, pour comparaison, étudié l'action d'une solution proche de la neutralité à 1 m NaCl, ayant provoqué l'albitisation du leucogranite, et de deux solutions alcalines : 0,1 m Na_2SiO_3 et 0,1 m Na_2SiF_6, conduisant à la formation d'albitites alcalines au sein du granite. On a effectué une coupe en long des colonnes obtenues et on l'a étudiée à la microsonde ; on l'a également analysée tranche par tranche, au point de vue constituants métallifères, par la méthode "d'analyse spectrale quantitative des excitons autolocalisés", pour laquelle on a prélevé 6–7 échantillons sur toute la longueur de la colonne.

Il a été constaté que W, Mo et Sn peuvent être transportés en quantités appréciables par des solutions de compositions variées, entraînant une greisénisation, une albitisation et un métasomatisme alcalin du granite, et se déposer en synchronisme avec la formation de ces métasomatites, principalement dans les zones arrière des colonnes (fig. 5.10). D'autre part, les éléments mentionnés présentent des différences sensibles dans leur aptitude à migrer, à laquelle on peut lier leur fréquente répartition zonale dans les gisements.

Il apparaît clairement que l'apport et le dépôt de métaux rares dépend de façon accusée de la composition de la solution, ainsi que de l'acidité-alcalinité de celle-ci (fig. 5.11). Ainsi, les solutions alcalines assurent un transport également bon de W, Mo et Sn. En même temps, si les solutions chlorurées acides s'avèrent assez propices au transport et au dépôt du tungstène, elles le sont nettement moins à celui du molybdène. C'est dans des solutions de Na_2SiF_6 et NaCl que l'étain migre le plus loin. Les solutions fluorurées modérément acides redéposent W plus mal que les autres et plus facilement Sn et Mo. L'apport de tungstène s'effectue le mieux au départ de solutions fortement acides et fortement alcalines, mais sensiblement plus mal au départ de solutions proches de la neutralité. Le molybdène se dépose dans les colonnes en quantités sensiblement plus réduites que le tungstène et l'étain et s'avère dépendre en sens inverse de l'acidité de la solution, présentant une accumulation maximale en conditions alcalines. Dans l'ensemble, suivant l'abaissement du niveau d'accumulation dans les zones métasomatiques et l'allongement de la distance de migration dans la colonne, les métaux se disposent dans l'ordre W > Sn > Mo. L'étain est, dès lors, l'élément le plus indifférent vis-à-vis de la composition de la solution, tandis que W et Mo présentent une sélectivité plus prononcée.

5.6. Conclusion

Les modifications métasomatiques les plus intenses des granites sont habituellement en rapport avec la zone périphérique de l'intrusif, alors qu'au cœur de celui-ci les granites ne subissent habituellement que des altérations réduites et il y a, en règle générale, absence de minéralisation métallifère. A ce sujet, un trait typique de la partie périphérique et, en particulier, de la partie apicale de l'intrusif est la présence de structures locales donnant lieu à perméabilité (fissures, zones bréchiques, coupoles décompressées, apophyses) régissant la circulation des fluides. Ce phénomène présente un caractère général et peut s'expliquer par le développement dans la zone de contact de l'intrusif de tensions thermoélastiques destructives, conditionnées par une distribution irrégulière des températures au cours de la cristallisation et du refroidissement du corps granitique. Dans la partie interne de l'intrusif les tensions thermoélastiques n'atteignent pas un seuil destructif et il y a absence de fissures de gradient thermique. La concentration des flux dans les conduits locaux de fluide entraîne la formation dans les roches encaissantes d'une zonalité métasomatique de diffusion prononcée et tranchée.

Le type de processus métasomatique est lié à la combinaison de nombreux paramètres physico-chimiques et trouve son expression la plus complète dans l'existence d'une colonne métasomatique zonée, c’est-à-dire une série de zones

successives allant du granite inaltéré au produit final de l'altération de celui-ci. La méthode de modélisation expérimentale permet d'obtenir divers types de colonnes métasomatiques, correspondant à presque toutes les métasomatites naturelles (formations métasomatiques) développées dans les granites.

Dans la formation d'une colonne métasomatique de l'un ou l'autre type, c'est la composition de la roche, celle de la solution et le pH de celle-ci qui ont la portée essentielle. La température, la pression et autres paramètres jouent un rôle moins déterminant. Ainsi, dans la formation des greisens à topaze, à titre d'exemple, il est indispensable qu'il y ait action de solutions fluorurées acides sur un granite ($> 10^{-3}$ m HF à 400° C et $> 10^{-2}$ m HF à 500° C) avec concentration élevée en alumine ($> 5.10^{-4}$ m ΣAl) et activité réduite du potassium ($< 10^{-2}$ m KF). Les propylites à albite déterminent un domaine limite entre métasomatisme acide et métasomatisme alcalin ; elles se forment dans des conditions proches de la neutralité. La formation d'albitites alcalines à aegyrine-riébeckite est favorisée par une fourchette de température de 350–450° C et l'action de solutions essentiellement sodiques alcalines présentant un $pH_{T,P} > 6,6–8,5$. L'action sur un granite de solution chlorurées dans les conditions d'acidité la plus élevée (et rapport mKCl/mHCl réduit) donne naissance à des colonnes métasomatiques répondant aux quartzites secondaires. L'augmentation graduelle du rapport mKCl/mHCl entraîne d'abord la formation de colonnes du type greisens à quartz-muscovite ou de métasomatites à quartz-séricite et ensuite de métasomatites à quartz-feldspath potassique (voir fig. 5.6). De nombreux minéraux des métasomatites granitiques (quartz, feldspath potassique, muscovite, albite, topaze, tourmaline, épidote, riébeckite, aegyrine, etc.) se forment dans un large intervalle de conditions de *P–T* et ne peuvent servir d'indicateurs de température ou de pression du métasomatisme, bien que leur présence permette de juger de la composition de la solution. Le rôle de la température se trouve être déterminant lors du remplacement des faciès à quartz-kaolinite des quartzites secondaires par les faciès à quartz-pyrophyllite et à quartz-andalousite. La présence de kaolinite dans les métasomatites indique une température de processus n'excédant pas 270–300° C, tandis que la présence d'andalousite ou de corindon indique une température supérieure à 400° C. Le pyrophyllite est stable dans la fourchette 300–400° C. Le corindon et le diaspore sont incompatibles avec le quartz et constituent des indicateurs de sous-saturation des solutions en silice.

Il a été démontré expérimentalement qu'il y a possibilité de dépôt de minerais métalliques directement au cours du processus de métasomatisme acide et basique d'un granite. On a, dans l'exemple de W, Mo et Sn, montré la différence d'aptitude de ces métaux à la migration et le fait qu'elle dépend nettement de la composition et de l'acidité de la solution hydrothermale.

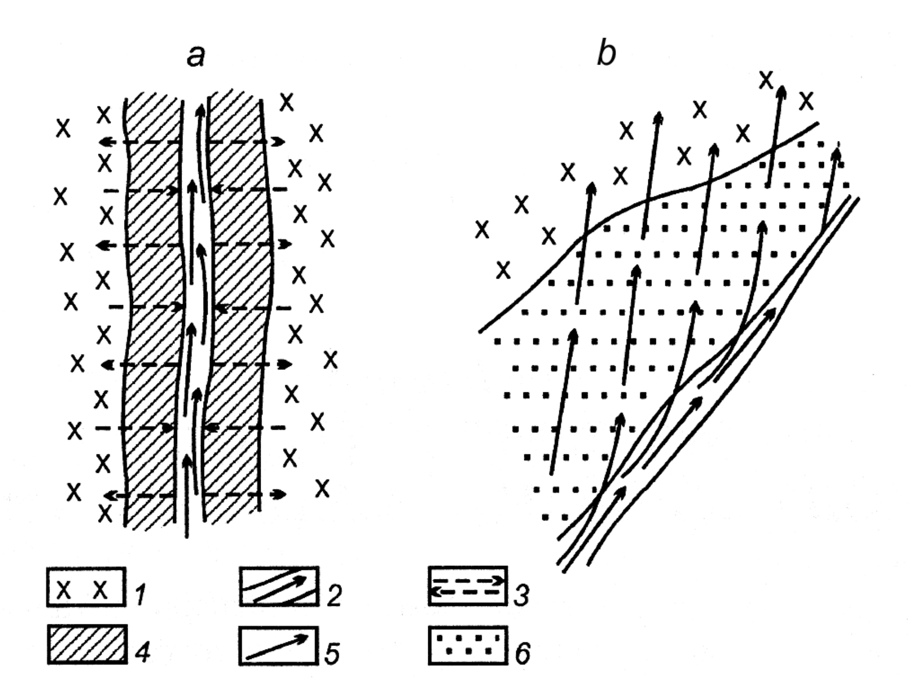


Fig. 5.1 – Principaux schémas d'indices de métasomatisme dans la nature
a – métasomatisme de diffusion ; *b* – métasomatisme d'infiltration ; *1* – granite inaltéré ; *2* − infiltration de fluide dans une fissure ou une zone à perméabilité élevée d'un granite ; *3* − diffusion de constituants dans des solutions poreuses immobiles ; *4* – auréole symétrique d'altérations métasomatiques dues à la diffusion dans les roches encaissantes ; *5* − infiltration d'une solution au travers de la masse de granite ; *6* – auréole des altérations métasomatiques dues à l'infiltration dans le granite

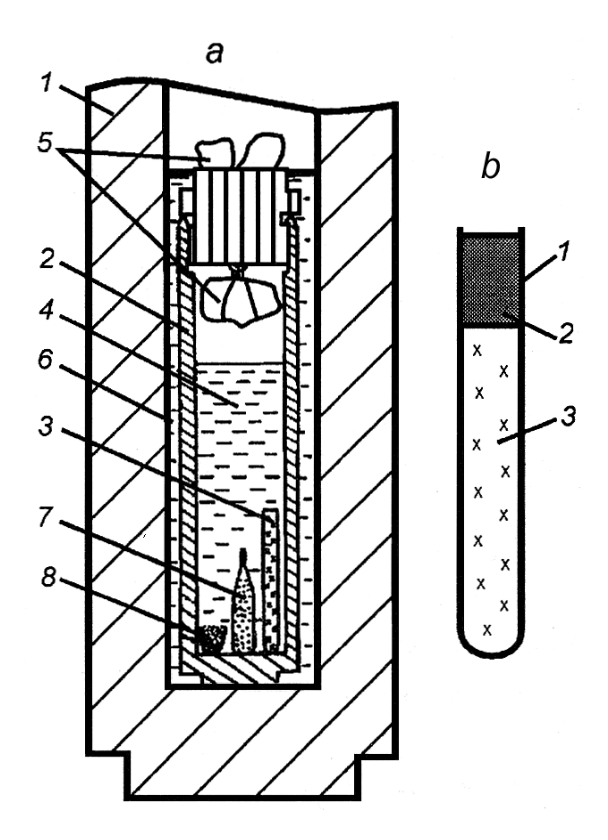


Fig. 5.2. Schéma de l'expérience de modélisation du métasomatisme de diffusion
a – équipement de l'autoclave avant l'expérience : *1* – corps de l'autoclave, *2* − gaine hermétique en alliage de titane, *3* – capsule d'or ouverte emplie de poudre de granite, *4* − solution, *5* – dioxyde de carbone solide, *6* − eau distillée, *7* − capsule avec tampon d'oxygène, *8* − capsule ouverte en platine avec quartz pulvérisé, minéraux métalliques ou autres matières solides; *b* − capsule avec granite après l'expérience : *1* – paroi de la capsule, 2 − granite inaltéré, *3* – colonne des zones métasomatiques de diffusion

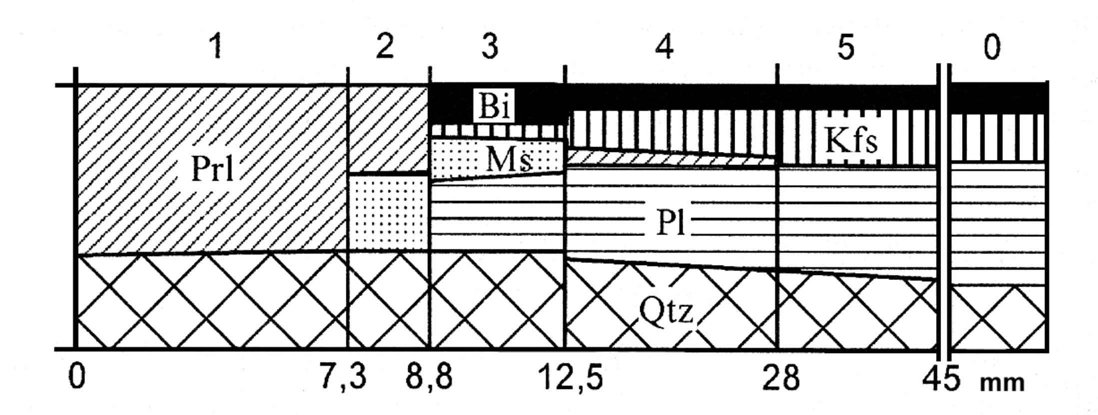


Fig. 5.3. Structure zonaire d'une colonne expérimentale relative au métasomatisme acide d'un granite à biotite, correspondant au faciès quartz-pyrophyllite des quartzites secondaires (*T*=400° C, *P*=1 kb, *t* = 500 h, solution de 0,1 mHCl + [Qtz], pH_{init}=1,2) Composition chimique globale des zones, voir tableau 5.2

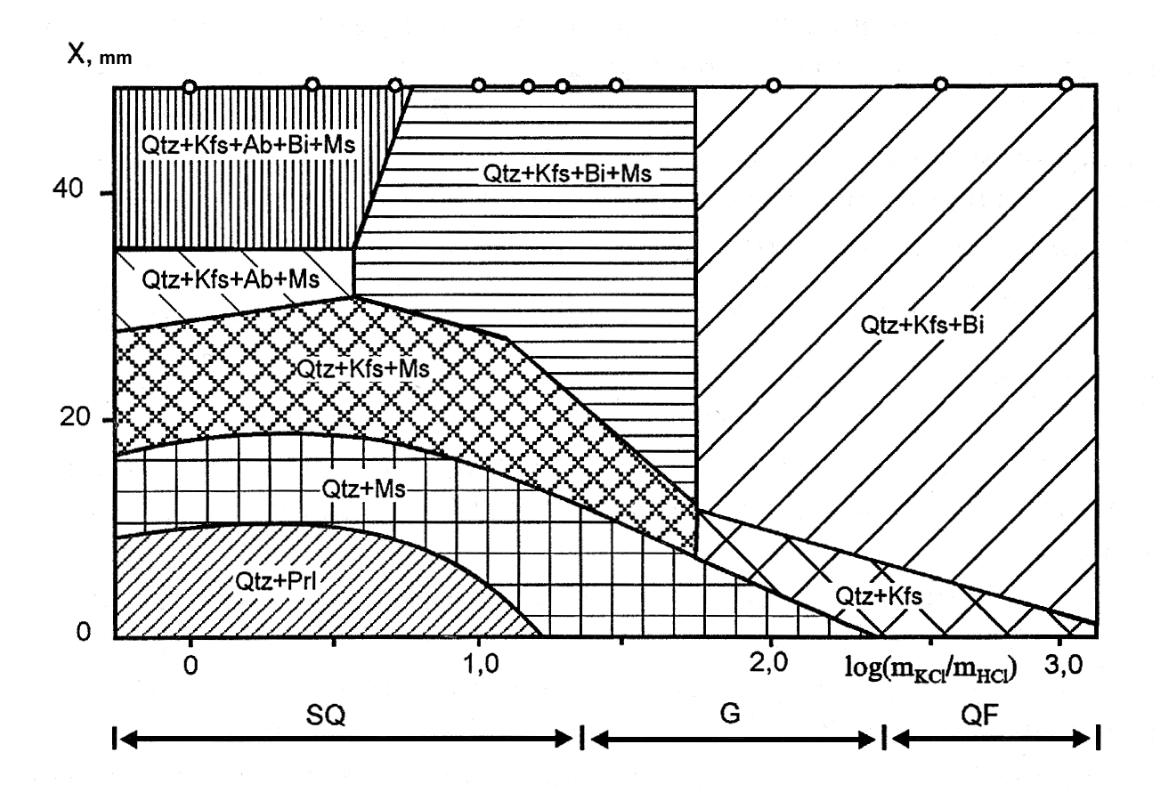


Fig. 5.4. Variations de la zonalité des colonnes expérimentales du métasomatisme acide d'un leucogranite en fonction de la valeur du rapport log(mKCl/mHCl) au sein de la solution (*T*=400° C, *P*=1 kb, *t*=336 h) SQ – quartzites secondaires; G – greisens du faciès à quartz-muscovite; QF – métasomatites à quartz-feldspaths

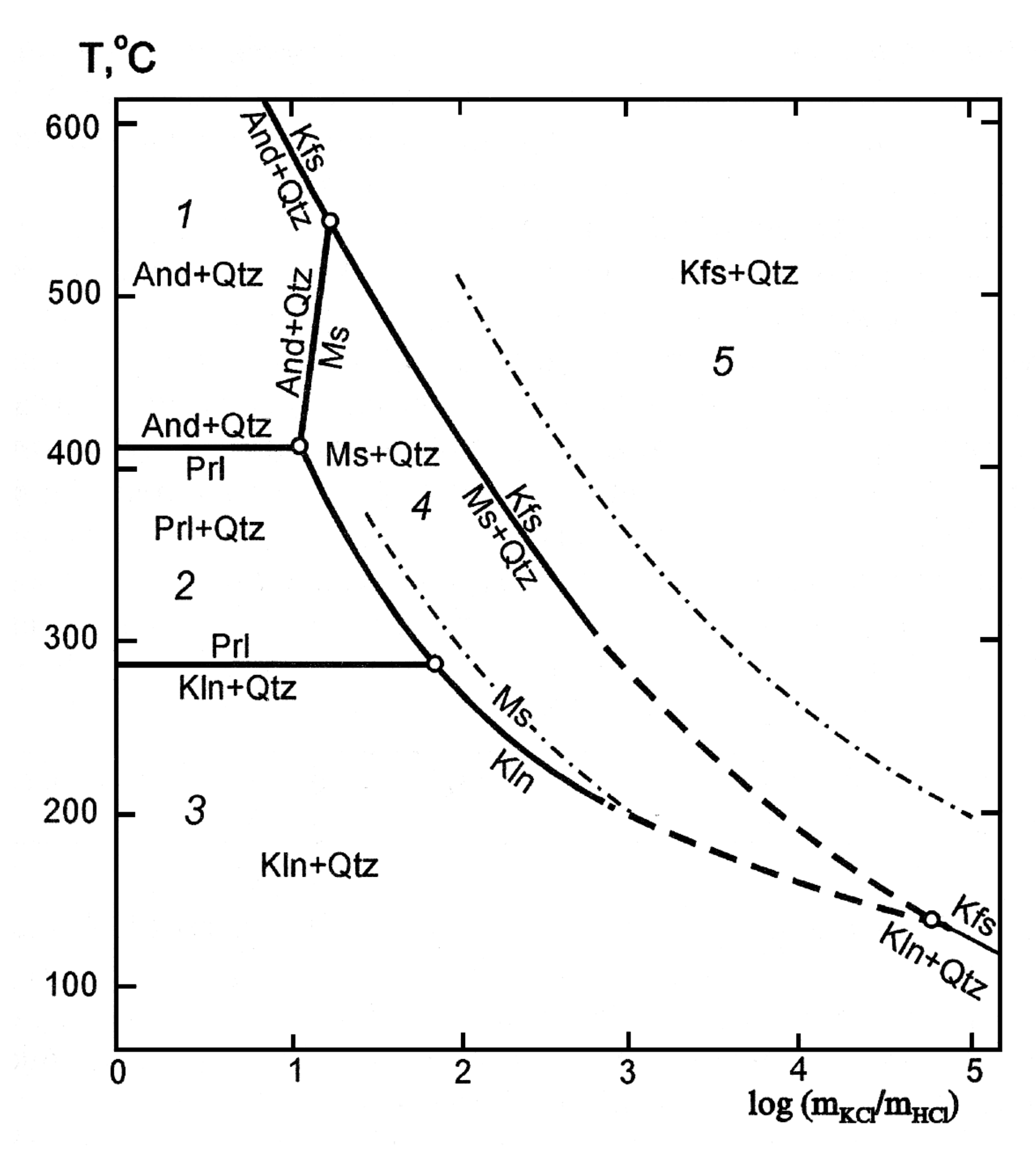


Fig. 5.5. Diagramme de phases du système Al_2O_3–SiO_2–H_2O–KCl–HCl pour *P*=1 kb et quartz en excès [Zaraisky *et al.*, 1981]

Les chiffres désignent les domaines auxquels correspondent les zones arrière des colonnes des faciès métasomatiques au point de vue composition minéralogique : *1*, *2* et *3* – faciès respectifs à quartz-andalousite, quartz-pyrophyllite et quartz-kaolinite des quartzites secondaires ; *4* – faciès à quartz-muscovite des greisens et faciès à quartz-séricite des quartzites secondaires ; *5* – métasomatites à quartz-feldspath potassique

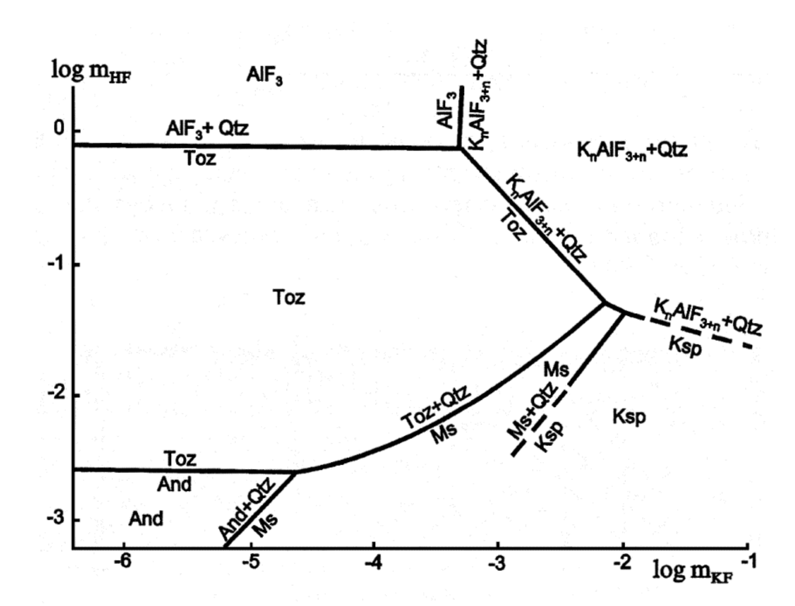


Fig. 5.6. Domaines de stabilité de la topaze et autres minéraux dans le système Al_2O_3–SiO_2–H_2O–KF–HF dans un diagramme log m_{HF}–log m_{KF} à *T*=400° C, *P*=1 kb, quartz en excès [Shapovalov, 1988]

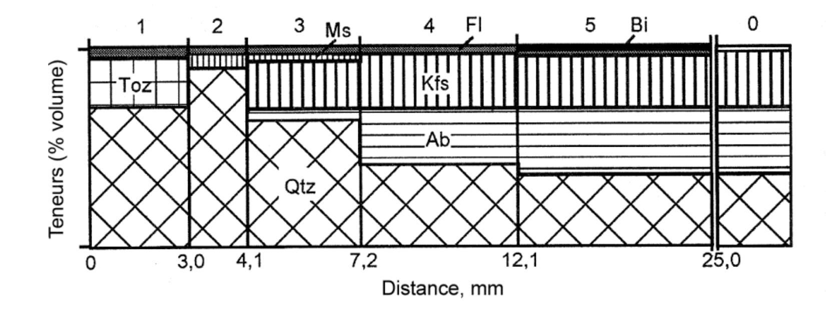


Fig. 5.7. Structure d'une colonne métasomatique expérimentale de greisens du faciès à quartz-topaze

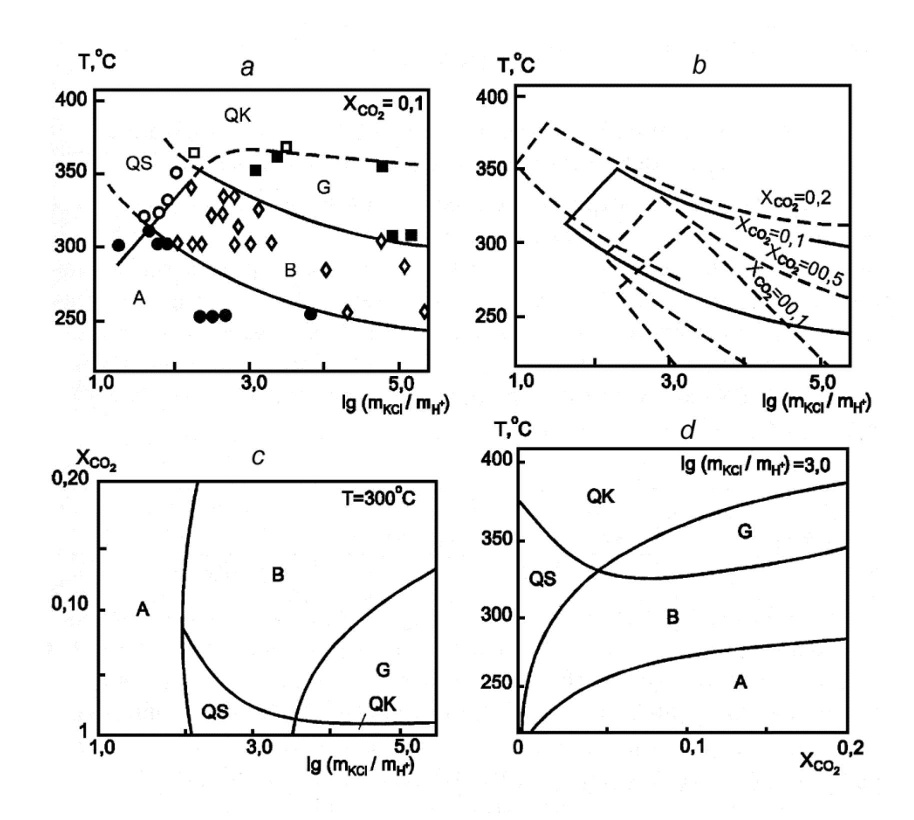


Fig. 5.8. Conditions physico-chimiques de formation des bérésites et autres métasomatites acides de basse et moyenne température d'après les données de la modélisation expérimentale

Domaines : A – argilisites, B – bérésites, G – gumbéites, QS – métasomatites à quartz-séricite, QK – métasomatites à quartz-feldspath potassique.

Diagrammes : *a* – *T* – log(m_{KCl}/m_{H^+}) pour $X_{CO_2} = 0{,}1$; *b* – T – log(m_{KCl}/m_{H^+}) pour le domaine des bérésites et diverses valeur de la fraction molaire de CO_2 dans le fluide H_2O–CO_2 ($X_{CO_2} = 0{,}01; 0{,}05; 0{,}1$ et $0{,}2$) ; *c* – X_{CO_2} – log(m_{KCl}/m_{H^+}) à *T*=300° C ; *d* - *T* - X_{CO_2} pour log(m_{KCl}/m_{H^+}) = 3,0; on a partout $P_{H_2O+CO_2}$ = 1 kb

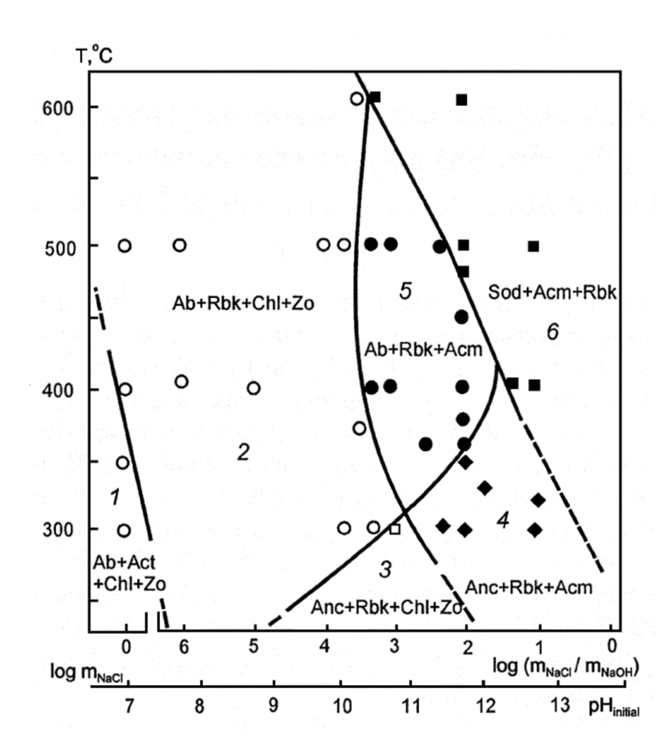


Fig. 5.9. Conditions physico-chimiques de formation des métasomatites alcalines sodiques d'après des données expérimentales [Zaraisky *et al.*, 1984]

P=1 kb, m_{NaCl}=1,0 m=constante *t*=366 h, solution non-saturée en quartz, roche de départ : granodiorite. Les symboles indiquent la situation des expériences dans un diagramme *T*-log(m_{NaCl}/m_{NaOH}). *1*–6 – domaine de formation des divers types de métasomatites alcalines sodiques pour lesquelles le diagramme donne les paragenèses des zones arrière des colonnes expérimentales : *1* – propylites à albite, *2* – métasomatites à albite-riébeckite, *3* - métasomatites à analcime-riébeckite, *4* – métasomatites à analcime-riébeckite-aegyrine, *5* – métasomatites à albite-riébeckite-aegyrine, *6* – métasomatites à sodalite-aegyrine-riébeckite

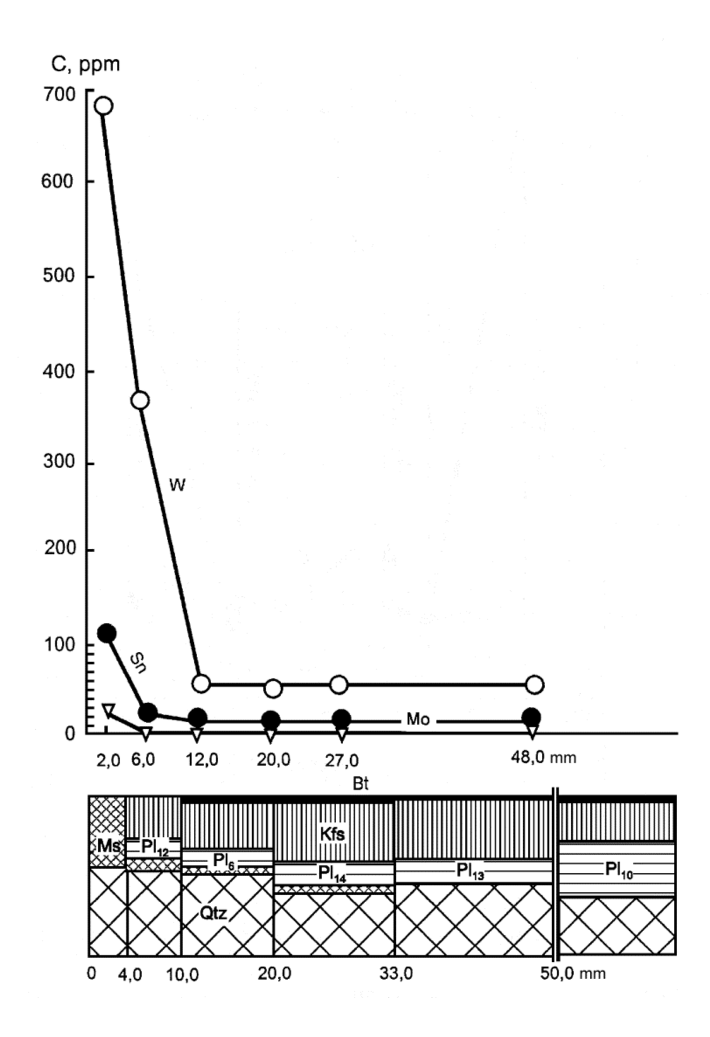


Fig. 5.10. Dépôt de W, Sn et Mo associé à la greisénisation expérimentale d'un leucogranite à *T*=400° C, *P*=1 kb, *t*=336 h, solution à 1 m KCl + 0,05 m HCl + [Wlf, Cas, Mlb et Qtz]

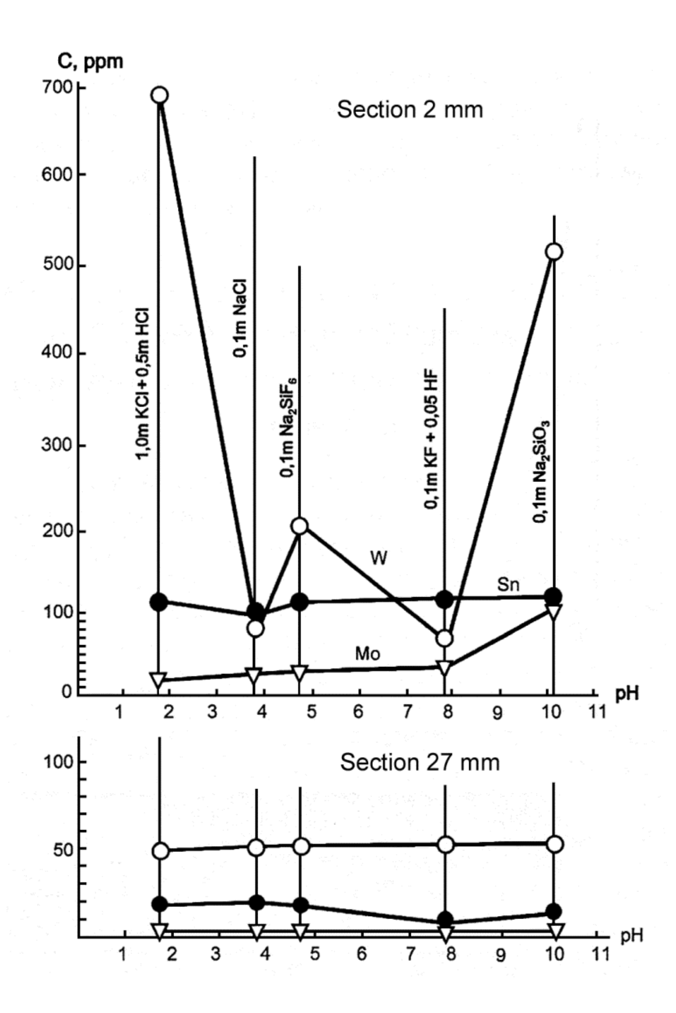


Fig. 5.11. Teneur de W, Sn et Mo en fonction de la composition et du pH de la solution dans les colonnes expérimentales de greisénisation et de métasomatisme alcalin sodique d'un leucogranite à *T*=400° C, *P*=1 kb, *t*=336 h, solution + [Wlf, Cas, Mlb et Qtz]

Deuxième partie

MÉTASOMATISME, MAGMATISME ET MINÉRALISATION

Chapitre 6

ASPECTS THÉORIQUES DU LIEN GÉNÉTIQUE ENTRE MÉTASOMATISME, MAGMATISME ET MINÉRALISATION

Le lien spatial étroit qui existe entre produits du métasomatisme, du magmatisme et de la minéralisation a servi de base au concept devenu traditionnel de ce qu'on a appelé minéralisation hydrothermale, étroitement liée au magmatisme. Suivant ce concept, la consolidation d'intrusifs, accompagnée d'une concentration de métaux dans les bains résiduels, entraîne une ségrégation des solutions métallifères enrichies en ces métaux, qui, pénétrant dans les zones fissurées des parties d'intrusifs consolidées, ainsi que dans les roches encaissantes, forment au sein de celles-ci des filons et dépôts métasomatiques métallifères, entourés d'une auréole d'altération des roches encaissantes. On a, à l'appui de ce concept, recueilli des données relatives à l'altération hydrothermale générale (métasomatisme périmétallifère) des roches filoniennes et à la zonation des minéralisations au sein d'intrusifs métallifères, zonation exprimée dans le schéma largement connu de la zonalité métallifère d'Emmons.

Il y a cependant toujours eu des doutes concernant l'objectivité du schéma simple exposé ci-dessus. Ces réticences sont basées sur des données relatives à la faible solubilité des métaux dans les solutions hydrothermales. Encore au début du XXe siècle, V. Lindgren, éminent spécialiste des gisements aurifères, écrivait que la formation du Filon-Mère (Mother Lode) aux États-Unis, un filon très riche en réserves d'or, exige un volume inimaginable de solution, à peu près comparable à celui de la Mer Méditerranée. On a, pour lever cette contradiction, avancé certaines hypothèses. On a imaginé que des solutions colloïdales peuvent contenir de fortes concentrations en éléments métalliques, ceux-ci pouvant se déposer en masse lors de la cristallisation. Un point demeurait néanmoins obscur : d'où et par quel mécanisme des solutions colloïdales ont-elles extrait les métaux ? En outre, l'extension de celles-ci est essentiellement limitée à des objets relevant de faciès superficiels et subvolcaniques. Même dans ces conditions, la plupart des minerais à structure colloforme, considérés comme résultant de la cristallisation de colloïdes, se sont, en fait, déposés à partir de véritables solutions. Il y a une autre possibilité d'obtenir une concentration élevée des solutions en métaux par formation de complexes organométalliques. De tels complexes ont été synthétisés en laboratoire et ont été mis en évidence

dans la nature. Apparemment, le rôle que les combinaisons organiques ont joué dans l'extraction de métaux et dans le transport massif de ceux-ci a eu une grande importance dans la formation des minerais stratiformes plombo-zincifères à partir de saumures du type Tcheleken (Turkménistan) et de celles de la vallée du Mississippi (États-Unis). Les gisements métallifères hydrothermaux typiques ont également révélé la présence de matériel organique remplissant les cavités et fissures des minéraux filoniens, ainsi que la présence de méthane dans les inclusions fluides. Néanmoins, dans la plupart des cas, la quantité de ceux-ci est insuffisante pour assurer la formation de dépôts importants de minerais.

Enfin, ces derniers temps, le modèle du recyclage, c'est-à-dire de la convection répétée d'une solution, a acquis une certaine popularité. Suivant ce modèle, les gisements métallifères hydrothermaux se forment dans la zone d'action de circulation permanente des eaux souterraines du type des "cellules convectives de Bénard". De telles cellules se forment au dessus du toit de la chambre magmatique par suite d'un gradient vertical de température. Les eaux souterraines ayant subi un réchauffement deviennent agressives et dissolvent des constituants des roches, parmi lesquels des métaux. La différence de densité de ces eaux par rapport à l'eau froide les fait remonter vers le haut et en se refroidissant elles abandonnent une charge métallique, tandis que les courants froids redescendent vers le bas. La circulation répétitive de l'eau dans la cellule accumule graduellement une minéralisation métallifère dans la zone de refroidissement sans exiger un volume extraordinaire de solutions. Un modèle similaire a été élaboré en détail d’après l'exemple de la circulation des eaux sous-marines dans les zones de rift océanique et a ensuite été étendu aux gisements stratiformes sulfurés (pyriteux), ainsi qu'à certains gisements filoniens. Le point faible de l'hypothèse réside dans le fait que dans le mécanisme invoqué ce sont les roches englobant directement le gisement qui constituent la source exclusive des métaux. Une telle hypothèse est contredite par la présence dans les minerais et les métasomatites périmétallifères d'éléments provenant manifestement d'une source magmatique profonde et étant pratiquement absents dans les roches encaissantes. Ainsi, le tellure, le sélénium, le vanadium et le chrome sont caractéristiques de certains types de gisements épithermaux d'or, les roches volcaniques acides et intermédiaires de l'encaissant en étant dépourvues. On a d'habitude une teneur élevée en mercure dans les pyrites et sulfures filoniens des gisements. L'analyse des paragenèses de minéraux métasomatiques et de la composition des inclusions fluides est l'indice d'une fugacité élevée du dioxyde de carbone dans la zone du dépôt métallifère qui ne peut pas être expliquée par la composition des eaux souterraines. Enfin, la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène des fluides responsables de la minéralisation et du métasomatisme des gisements épithermaux témoigne de la proportion importante d'eau magmatogène existant dans le fluide aux

horizons profonds. Ces faits, ne mettant pas en cause la participation de phénomènes convectifs dans le processus général de genèse des gisements métallifères, confirment que l'apport des métaux dans la zone de dépôt est dû à un fluide magmatique. C'est pourquoi le problème consistant à élucider les conditions de ségrégation des métaux à partir du magma et celles du transport de ces métaux par un fluide magmatique n'a rien perdu de son actualité.

Ces derniers temps, en liaison avec le développement des recherches expérimentales relatives à la distribution des métaux dans les systèmes du type liquide silicaté–solution hydrothermale, est apparue la possibilité d'une hypothèse alternative de formation d'un fluide favorisant la concentration des métaux, hypothèse qui lève de nombreuses contradictions. Ces recherches ont montré que, pour les compositions les plus diverses de bains silicatés et de solutions hydrothermales, les métaux se concentrent principalement au sein des bains silicatés et n'en sont pratiquement pas extraits par une solution aqueuse. C'est pourquoi la séparation de solutions hydrothermales à partir de bains résiduels ne s'accompagne pas d'un effet de concentration en métaux auquel on pourrait lier la formation de puissants gisements métallifères. En d'autres mots, nous nous heurtons au même problème de la nécessité de disposer d'un "océan de solutions" pour extraire du magma une quantité appréciable de métaux. Le prélèvement d'une telle quantité d'eau à partir de la chambre magmatique est impossible en raison de la solubilité limitée de l'eau dans le bain silicaté et l'introduction d'eau dans le magma à partir des roches encaissantes est un processus impossible du point de vue thermodynamique. C'est que la fugacité de l'eau augmente avec l'accroissement de la température. C'est pourquoi elle est plus grande au sein du bain silicaté que dans les roches encaissantes ayant subi un réchauffement moindre ; dans la zone de contact a lieu un reflux d'eau en direction de l'abaissement de fugacité de celle-ci, c'est-à-dire du magma vers les roches encaissantes. Il est en théorie possible que de l'eau soit absorbée à partir des roches encaissantes par un magma "sec" (ne contenant pas d'eau), mais dans la nature les magmas granitiques métallifères sont, en règle générale, saturés en eau.

Les données expérimentales montrent que, pour obtenir une extraction effective de métaux à partir de bains silicatés, il est nécessaire d'introduire dans le système magmatique des constituants salins (chlorures, fluorures, carbonates, etc.) en quantité suffisante pour les isoler dans des phases fluides-bain denses indépendantes. Ces phases denses sont aussi, au contraire des vraies solutions hydrothermales proprement dites, des facteurs de concentration de métaux, extrayant effectivement ceux-ci des bains silicatés. La figure 6.1 et le tableau 6.1 fournissent, à titre d'exemple, des données expérimentales ayant trait à la

répartition du plomb et du zinc entre un bain granitique, une phase dense saline chlorurée et une solution hydrothermale aqueuse carbonique.
Les données qu'on vient de mentionner montrent que la phase saline dense de ce système est l'unique réel facteur de concentration de métaux et que le processus de formation de celle-ci peut être lié à la ségrégation de cette phase à partir du bain. On a obtenu des données similaires à partir de phases de bains fluorurés, extrayant le tungstène de bains granitiques résiduels (fig. 6.2, tabl. 6.2).

Tableau 6.1. **Répartition du plomb et du zinc entre un bain granitique, une phase saline et une phase hydrothermale hétérogène (H_2–CO_2–NaCl) d'après [Chevychelov, 1992]**

Composition du fluide, % mol.		Bain granitique, % en masse		Phase saline % en masse		Solution hydrothermale, % en masse	
NaCl	CO_2	Pb	Zn	Pb	Zn	Pb	Zn
53 0,9	- -	0,07 0,09	0,12 0,08	1,20 -	1,60 -	- 0,23	- 0,18
32 0,6	- -	0,03 0,03	0,03 0,03	0,42 -	0,25 -	- 0,10	- 0,04
52 1,0	10 20	0,03 0,23	0,04 0,08	1,00 -	0,80 -	- 0,35	- 0,10
47 0,8	18 29	0,02 0,16	0,06 0,10	1,20 -	1,35 -	- 0,19	- 0,17

Tabeau 6.2. **Compositions initiales (init.) et moyennes (% at. de métaux) des phases I–V de systèmes granitiques fluorurés avec différentes additions de sels**

Composition saline	**Phases**	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	W
NaF	**init.**	49,41	11,43	1,12	0,82	1,28	31,19	3,78	0,97
	I	57,89	12,28	1,14	0,21	0,44	23,16	4,40	0,18
	II	57,30	12,01	1,61	0,07	0,43	24,18	4,31	0,09
	III	2,39	9,43	0,17	10,06	23,10	43,09	5,54	6,22
	IV	3,71	9,53	0,13	7,60	15,99	54,48	5,58	2,70
	V	9,91	8,08	0,36	3,06	23,44	39,35	6,70	9,10
K_2SiF_6	init.	58,46	11,53	1,13	0,79	1,30	4,42	21,42	0,96
	I	64,11	11,86	1,44	0,85	0,10	3,27	17,90	0,47
	II	62,88	11,96	1,31	0,31	0,16	3,80	19,09	0,49
	III	2,01	11,07	0,44	8,37	17,45	21,25	33,43	5,98
	IV	6,18	12,56	0,38	7,51	17,33	20,4	33,05	2,59
	V	16,21	10,94	0,58	3,68	11,54	18,88	29,48	8,69
$LiF+K_2SiF_6$ +	init.	53,57	19,78	1,15	0,82	1,32	12,53	9,84	0,99
	I	63,35	17,23	1,24	0,00	0,19	7,56	10,31	0,12
	II	59,33	7,10	1,19	0,45	0,69	9,94	10,87	0,43
	III	3,18	12,78	0,19	11,55	14,88	41,07	7,48	8,87

$NaAlO_2$	IV	7,35	13,67	0,15	15,13	9,47	42,82	6,66	4,75
	V	7,02	8,33	0,20	13,03	20,82	31,98	7,40	11,22
$LiF+ K_2SiF_6$	init.	62,32	13,30	1,32	0,92	1,49	5,05	14,51	1,09
	I	67,68	13,20	1,93	0,20	0,07	2,45	14,30	0,17
	II	57,77	17,65	1,79	1,65	2,88	7,66	9,94	0,66
	III	4,51	16,75	0,47	6,39	13,90	23,04	30,01	4,93
	IV	1,77	21,61	0,25	6,63	1,32	21,42	44,37	2,63
	V	0,62	15,26	0,73	8,53	13,00	25,78	25,23	10,95
LiF	init.	67,50	15,65	1,58	1,09	1,75	6,01	5,14	1,28
	I	71,51	15,63	1,78	0,00	0,19	5,47	5,38	0,04
	II	70,00	16,30	1,82	0,23	0,33	6,00	5,27	0,07
	III	5,27	4,01	0,37	10,07	39,03	11,36	0,65	29,24
	IV	4,42	8,37	0,20	15,93	29,89	22,98	1,53	16,18
	V	2,12	4,14	0,00	7,37	33,88	14,62	0,69	37,18

Les données expérimentales qui viennent d'être rapportées témoignent du fait que c'est seulement dans le cas du développement d'une hétérogénéité des phases au sein des fluides se dégageant des bains résiduels, c'est-à-dire de leur dissociation en une phase saline et une solution hydrothermale, que ces fluides sont susceptibles de donner lieu à une extraction effective de métaux. Dans ce cas, l'hétérogénéité du fluide détermine, lors de la formation de gisements métallifères, deux lignes d'évolution indépendantes: une ligne de métasomatisme prémétallifère et une ligne de formation de corps minéralisés proprement dits se superposant à des roches altérées par métasomatose. Le délai habituel existant entre le dépôt des métaux et le métasomatisme s'explique par la mobilité plus élevée des solutions hydrothermales par rapport aux phases denses plus visqueuses, riches en métaux et formant en fin de compte une grande variété de corps minéralisés. Les bains qui leur donnent naissance se forment au cours de processus de développement d'une immiscibilité des liquides au sein des magmas résiduels. Dans des conditions déterminées la spécialisation de ceux-ci au point de vue minéralisation peut se faire ultérieurement du fait de la superposition d'un métamagmatisme[5] sur le bain devenu liquide, c'est-à-dire d'une modification de composition du magma sous l'action de l'infiltration à travers celui-ci de courants de fluides transmagmatiques. Cet effet se manifeste de la manière la plus marquante dans la sulfurisation de magmas basiques et dans la formation de gisements magmatiques de sulfures de cuivre-zinc et de cuivre-nickel. Une hypothèse supplémentaire applicable aux gisements métallifères sera examinée plus loin sur base d'exemples de gisements de pyrite, de métaux rares et d'or filonien.

[5] N.d.tr. "Métamagmatisme" est un terme introduit par D.S. Korzhinsky. Il désigne le changement de composition du magma dû à la réaction de celui-ci avec des fluides ascendants (dérivés du manteau) le traversant ("transmagmatic fluids").

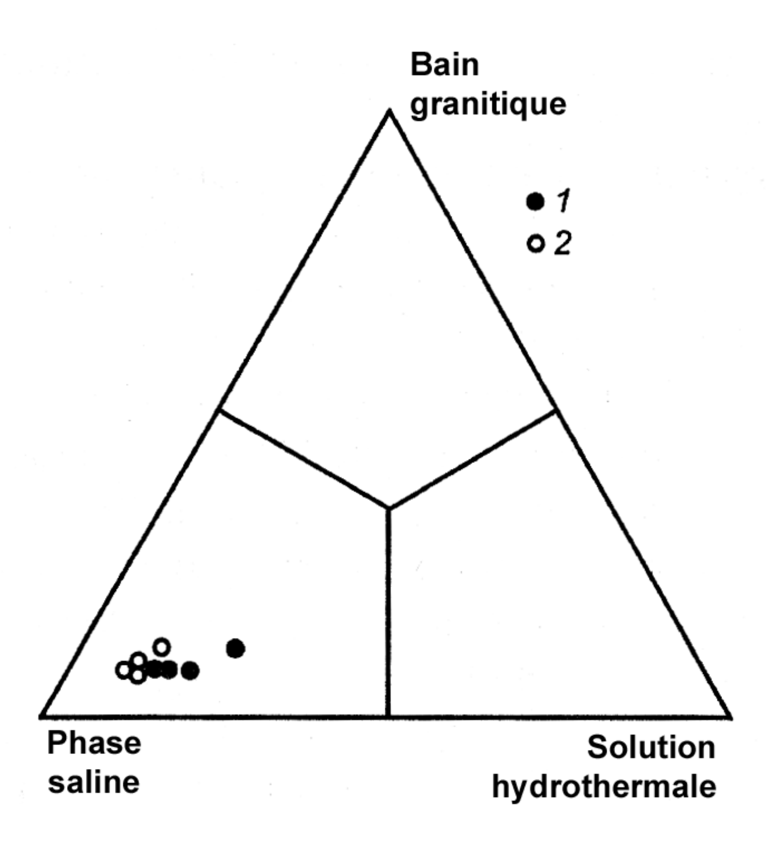


Figure 6.1. Distribution du plomb (1) et du zinc (2) entre un magma granitique, une saumure et solution hydrothermale riche en CO_2, d'après les données du tableau 1 [Chevichelov, 1992]

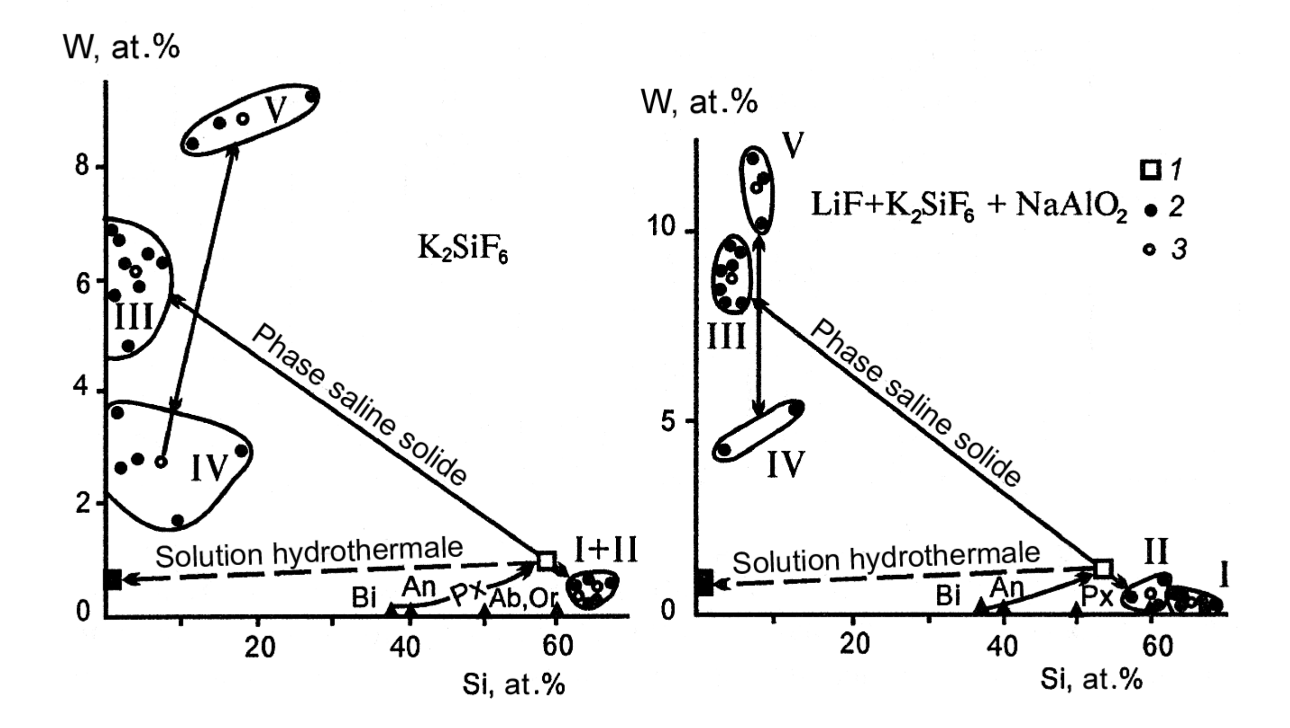


Fig. 6.2. Diagramme des pourcentages atomiques de métaux, illustrant l'efficacité d'extraction saline du tungstène par rapport à une solution hydrothermale La flèche du bas illustre l'accumulation de cristallisations dans le bain résiduel de silice et de tungstène lors de la précipitation des minéraux : biotite (Bi), anorthite (An), pyroxènes (Px), albite (Ab) et orthose (Or). *1* – bain granitique résiduel; *2* et *3* – composition des phases du bain se formant lors de leur ségrégation ; (*2* – analyses particulières, *3* - compositions moyennes) ; I–II – phases silicatées ; III–V – phases salines du bain (concentrateurs de tungstène)

Chapitre 7

RELATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES ENTRE MÉTASOMATITES, MINÉRALISATION ET FORMATIONS MAGMATIQUES

Métasomatisme, magmatisme et minéralisation sont habituellement des phénomènes étroitement liés dans l'espace. Au point de vue des relations avec le magmatisme, on distingue le métasomatisme du stade magmatique (progressif), accompagnant le remplacement magmatique de roches encaissantes ; le métasomatisme du stade postmagmatique ; le métasomatisme dont le lien avec le magmatisme n'est pas évident ou fait totalement défaut. Les produits du métasomatisme postmagmatique présentent le plus grand intérêt du point de vue minéralisation, alors qu'en soi les métasomatites du stade magmatique ne sont pas minéralisées. Il y a un groupe particulier de métasomatites qui ne présente aucun lien perceptible avec le magmatisme et est représenté par les roches argilisées de basse température dont un exemple est fourni par les bentonites. Les bentonites ne renferment habituellement aucune minéralisation métallique, mais sont elles-mêmes source de ressources minérales. La littérature décrit toutefois des exemples de minéralisation cuprifère (chalcopyrite), comprise dans des bentonites et ayant une origine hydrothermale probable.

L'étude des relations existant entre métasomatisme et minéralisation représente une des orientations essentielles dans la théorie des processus métasomatiques, étant donné que l'intérêt porté en général aux roches métasomatiques est issu de la découverte qu'on y fit de minerais de métaux non-ferreux et de métaux nobles. Ceci confère au problème un aspect économique et une certaine ambiguïté d'ordre génétique, parce que les critères de définition d'un minerai impliquent des conditions industrielles et faisabilités technologiques qui fluctuent au cours du temps. Il existe des types de roches altérées par métasomatose qui ne renferment aucune minéralisation et qu'on désigne sous le terme de "roches stériles". Ce sont des produits d'argilisation synvolcanique qu'on trouve dans les champs de solfatares liés aux volcans et dans les régions de décharge d'eaux thermales volcaniques, des produits de l'halmyrolyse de basaltes du plancher océanique, des métasomatites du stade magmatique se formant en avant du front de remplacement magmatique des roches (à l'exception des skarns magnésiens

sur lesquels se sont superposés des processus postmagmatiques hydrothermaux). Sont de même stériles des métasomatites se formant par transport local de matière au cours d'un processus de métamorphisme régional. Dans ce cas, il ne peut y avoir qu'une dissémination ou un remaniement des dépôts de métaux antérieurs.

Forment un groupe particulier de roches métasomatiques celles qui constituent des ressources minérales comme, par exemple, certains faciès (zones) des colonnes de zonalité métasomatique. A celles-ci se rapportent : les agalmatolites (kaolinites), extraites comme pierres de construction, qu'on trouve au sein de roches argilisées et de quartzites secondaires ; l'alunite comme matière première pour la production d'alun ; le corindon et l'alunite pour la production d'alumine ; les bauxites dans les croûtes d'altération atmosphérique ; le talc aux contacts de massifs de serpentinites ; l'apatite dans les roches alcalines et ultrabasiques alcalines.

Les espèces de roches métasomatiques présentant un potentiel métallifère se sudivisent au point de vue minéralisation en métasomatites prémétallifères de fort volume, métasomatites protométallifères locales et métasomatites syn-métallifères périfiloniennes. Les métasomatites postmétallifères sont uniformes, habituellement représentées par des veines de calcite, de quartz ou de zéolites et apportent peu d'informations quant au processus de métasomatisme et minéralisation. Les caractéristiques détaillées des métasomatites et de la minéralisation qui y est associée sont présentées dans les descriptions des familles respectives, tandis que le présent chapitre donne les lignes générales des relations existant entre métasomatites et minéralisation.

Les métasomatites prémétallifères comprennent des produits d'altération hydrothermale de volumes de roches relativement importants (pervasive metasomatism) qui n'est pas directement liée à un dépôt métallifère. Les métasomatites prémétallifères, n'étant pas elles-mêmes porteuses de minerais, englobent des métasomatites plus tardives, d'ordinaire acides, contenant une minéralisation métallifère.

L'exemple le plus typique de métasomatites prémétallifères est fourni par la *famille des propylites*. La propylitisation présente la particularité de commencer au stade de la mise en place d'un magma et de la modification des roches encaissantes qui en résulte, mais de se prolonger au stade du refroidissement de l'intrusif et de ségrégation de solutions hydrothermales postmagmatiques à partir de celui-ci. La propylitisation affecte des volumes de roches, comparables aux dimensions du champ métallifère. La zone minéralisée, entourée de roches périmétallifères altérées, se localise au sein de roches propylitisées sous forme

de filons ou de linéaments d'une minéralisation disséminée en veinules comme, par exemple, dans le gisement de quartz aurifère de Mnogoverchinnoïé dans le bassin de l'Amour inférieur (fig. 7.1).

L'âge le plus ancien de la biotite de la zone inférieure des propylites de ce gisement, daté par la méthode potassium-argon, est de 76–80 millions d'années et l'âge de la séricite accompagnant les filons de quartz minéralisés est de 72-75 millions d'années. Certains exemples de minéralisation métallique disséminée dans un volume de roches propylitisées ont une moindre extension. Dans ces exemples les relations d'âge entre propylites et minéralisation sont imprécises, mais habituellement on arrive néanmoins à observer le remplacement de la chlorite et de l'albite des propylites par la séricite, ainsi que des indices de silicification, c'est-à-dire des indices d'un métasomatisme acide périmétallifère superposé aux propylites.

Les *skarns* constituent un autre exemple de métasomatites prémétallifères. Il s'agit ici de formations beaucoup moins massives, leur puissance ne dépassant pas quelques dizaines de mètres, mais leur extension atteint, en règle générale, quelques centaines de mètres. La minéralisation est découplée dans le temps du processus de skarnification par le jeu de phénomènes d'amphibolisation (dans les gisements de magnétite) ou de métasomatisme acide plus nettement marqué de type bérésitisation, (dans les gisements polymétalliques et aurifères) et de type greisénisation (dans les gisements de tungstène). Font exception les minéralisations en magnétite des skarns magnésiens du stade magmatique, synchrones de la formation de ces derniers. Certains chercheurs [Yezhov, 1994] considèrent que la minéralisation en sulfures disséminés dans les skarns est synchrone de la skarnification, faisant valoir que, dans certains cas, on n'observe aucun indice de remplacement des pyroxènes et des grenats des skarns par des sulfures. S.V. Yezhov conforte cette hypothèse sur base de données issues de ses expériences [Yezhov & Zaraisky, 1995] dans lesquelles des sulfures se sont déposés dans une zone déterminée de la colonne de skarns en même temps que la formation de celle-ci. Ces expériences prouvent qu'il est en principe possible que des sulfures se soient déposés conjointement avec des minéraux des skarns, dans la mesure où la solution entraînant la skarnification présentait une concentration suffisante en métaux et une activité suffisamment élevée du soufre. Dans les conditions de la nature les solutions donnant lieu à skarnification présentent toutefois un caractère chloruré clairement exprimé et une faible concentration en anions soufre. Lors d'un processus postérieur à la skarnification ayant lieu à plus basse température, l'activité du soufre croît lorsque le gros de la masse de sulfures précipite. Il n'y a, en outre, pas de raison suffisante pour découpler une minéralisation disséminée d'une minéralisation filonienne qui est nettement postérieure à la skarnification.

Un trait incontestable des grands gisements est la durée étendue du système hydrothermal qui se traduit, à côté de la présence de métasomatites directement périmétallifères, également par celle de métasomatites prémétallifères, dont des métasomatites du stade magmatique. Ceci est lié au fait que, au cours d'un processus d'évolution prolongée, il y a "maturation" du système magmatique-hydrothermal qui, au terme de cette évolution, acquiert la capacité de déposer une concentration de grandes quantités de matière minérale. Cette "maturation" implique une différenciation prononcée au sein de la chambre magmatique, s'achevant par la transformation du système avec passage de celui-ci d'une tendance eutectique à une liquation avec formation de bains salins où se concentrent des métaux, et de fluides peu denses engendrant une métasomatose. C'est, en particulier, la raison pour laquelle, bien que dans la plupart des cas les propylites soient stériles, celles-ci constituent un indice de prospection (au sein d'un complexe dans lequel se présentent d'autres métasomatites) dans la recherche de non-ferreux et métaux nobles.

Les métasomatites protométallifères sont plus diversifiées que les métasomatites prémétallifères. On y rapporte les bérésites périfiloniennes, listwaenites, roches à quartz-séricite et à quartz-chlorite-séricite, roches argilisées, gumbéites, acéites, greisens. L'action de solutions acides sur des roches siliceuses acides (rhyolites, granites) donne naissance à des quartzites secondaires comportant une minéralisation disséminée en molybdène (gisements du type porphyre à molybène). Dans les types de roches métasomatiques cités il peut, en outre, y avoir des produits de processus spécifiques liés à un apport hydrothermal de bore (tourmalinisation), de fluor (remplacement de plagioclases calciques par de la fluorite), de vanadium et de chrome (formation de roscoélite et de fuchsite), de sodium (albitisation), de potassium (adularisation).

Les *bérésites* bordent les corps minéralisés des gisements polymétalliques, uranifères et aurifères. Leur âge potassium-argon coïncide, en règle générale, dans les limites d'erreur de cette méthode, avec l'âge du minerai déterminé sur base des inclusions de séricite que contiennent les sulfures ou sur base des ségrégations d'adulaire du filon. Les relations géologiques permettent cependant de constater que le métasomatisme périmétallifère a eu lieu plus tôt que le dépôt de minerai. Les roches bérésitisées sont recoupées par un réseau de filons de quartz à minéraux métallifères, ces derniers remplaçant des carbonates et de la pyrite précoce des bérésites. En outre, les minéraux métallifères apparaissent souvent en même temps que de la berthiérine (ou de la chlorite ferrifère), un carbonate ferro-magnésien ou du quartz, ces minéraux remplaçant aussi la séricite et les carbonates des bérésites. De sorte que les métasomatites

protométallifères se forment plus tôt que le minerai, mais pas de beaucoup à l'échelle géologique.

Dans les gisements pyriteux, des roches périmétallifères à quartz-séricite et quartz-séricite-chlorite constituent une auréole métasomatique sous-jacente au minerai et se forment presque en même temps qu'un dépôt de sulfures massifs. Ce fait est mis en lumière par les relations géologiques existant dans des gisements d'âge récent de type Kuroko et dans les exemples de la formation actuelle de sulfures dans les "fumeurs noirs" des fonds océaniques (fig. 7.2). Dans les gisements pyriteux d'âge ancien on peut avoir différents schémas de disposition spatiale des métasomatites à quartz-séricite par rapport à la minéralisation en raison de leur réorientation au cours du processus de métamorphisme et de plissement. Dans les gisements de sulfures polymétalliques de l'Altaï s'étant formés dans des zones de cisaillement régional, V.B. Chekvaidze [1981] distingue, à côté de zones de métasomatites acides sous-jacentes à la minéralisation, des zones qui les surmontent et où se redéposent des racines exportées hors des zones sous-jacentes (zones de chloritisation, de carbonatisation, d'albitisation). Dans ce cas la minéralisation constitue une des zones de la colonne métasomatique.
Dans les gisements porphyriques à molybdène le métasomatisme acide protométallifère affecte de grands volumes de roche aux endocontacts des intrusions granitiques porphyriques. La modification subie par ce volume est propre au métasomatisme prémétallifère, mais, dans le cas présent, le dépôt de la minéralisation s’est fait à peu près en même temps que la silicification. La métasomatose entraîne la formation de roches essentiellement quartzeuses avec dissémination de minéraux à haute teneur en alumine (corindon, andalousite, diaspore, pyrophyllite). Ces roches sont surmontées, dans toute l'étendue des zones de fissuration, par une minéralisation en molybdénite sous forme de veinules et disséminations, accompagnée par endroits de séricite. Dans les parties profondes des granites altérés par métasomatose se situe une zone de métasomatites à quartz-orthose contenant des veinules de quartz-orthose avec molybdénite. La mise au jour de quartzites secondaires à haute teneur en alumine n'est pas en soi un indice suffisant pour garantir la présence au sein de ceux-ci d'une minéralisation en molybdène. Il existe un groupe de quartzites secondaires ne contenant pas de minéralisation métallifère. Ils se signalent par la présence au sein de ceux-ci de vastes îlots de minéraux à forte teneur en alumine (corindon, diaspore) qui présentent un potentiel économique et font l'objet d'une extraction en tant que ressources minérales. Il y a, en outre, une autre différence : les quartzites secondaires des gisements porphyriques se forment sous l'action de solutions où le fluor des micas et de la fluorite présente une beaucoup plus grande activité que dans les quartzites à teneur élevée en alumine, mais "stériles" qui se forment sous l'action de solutions essentiellement chlorurées.

Aux intrusions porphyriques plus basiques de granodiorites alcalines ou de syénodiorites est liée la formation de minerais du type porphyre cuprifère. Dans de tels gisements le métasomatisme protométallifère se distingue de celui qui est spécifié ci-dessus par un degré de silicification nettement plus réduit. Le type principal d'altération est la séricitisation allant jusqu'à obtention de roches à quartz-séricite ("phyllites"). Dans celles-ci la morphologie de la minéralisation est similaire à celle des porphyres à molybdène, mais l'époque du dépôt est proche de celle de la séricitisation. La séricite ne remplace pas seulement des minéraux magmatiques dans de grands volumes de roches (pervasive sericitization), mais elle accompagne directement la ségrégation de sulfures de cuivre se présentant aussi bien comme minéral protométallifère que comme minéral synmétallifère.

La *greisénisation* des roches se présente soit comme altération périfilonienne le long de veines de quartz et de greisens, soit comme altération massive au sein de dômes de granitoïdes hypoabyssaux et subvolcaniques. La greisénisation périfilonienne présente un caractère protométallifère concernant la minéralisation d'étain et de tungstène en filons, mais à peu près contemporaine d'un dépôt de topaze et de béryl dans les filons. La greisénisation en masse (fig. 7.3) au sein de dômes granitiques se présente comme une altération protométallifère des roches.

Les métasomatites synmétallifères (accompagnant la minéralisation) se distinguent de tous les types envisagés ci-dessus par leur caractère le plus fréquemment monominéral et, par conséquent, par l'absence de structure zonaire. Elles s'avèrent être le résultat de l'interaction d'une fluide directement minéralisateur avec le milieu encaissant, mais leur répartition est strictement limitée aux contacts entre grains ou agrégats de grains de minéraux métallifères, aux contacts entre filons métallifères et épontes de ceux-ci. On peut citer, à titre d'exemple, les brèches minéralisées du gisement aurifère à tellurures de Kotchboulak (Ouzbékistan) dans lesquelles des fragments de roches encaissantes, cimentés par des sulfures, sont entièrement remplacés par de la séricite, ou encore les liserés de chlorite ferrifère entourant des veines de carbonate à argent natif et arséniures d'argent du gisement à d'Aktepe (Ouzbékistan) (fig. 7.4). L'extension des métasomatites synmétallifères fortement restreinte par les limites de la minéralisation métallifère et l'absence de zonalité dans la plupart des cas témoignent des propriétés particulières des fluides minéralisateurs, en particulier, de leur capacité limitée à percoler à travers les roches. Ce dernier élément est peut-être lié à la viscosité élevée de ces fluides par rapport à celle des fluides protométallifères.

Dans les formations de haute température les métasomatites synmétallifères peuvent coïncider en composition avec les métasomatites protométallifères. Ainsi, dans la zone d'endocontact à quartz-feldspath des gisements de porphyres à molybdène, la molybdénite forme des filonnets métasomatiques en même temps que le feldspath et le quartz. Il y a une plus grande diversification des métasomatites synmétallifères de moyenne et basse températures, parmi lesquelles les plus répandues sont des métasomatites à amphiboles, à chlorites, à carbonates, à feldspath potassique, à albite, à séricite, à quartz. Les métasomatites feldspathiques présentent un intérêt particulier, étant donné qu'elles accompagnent la minéralisation la plus variée et se forment dans une large fourchette de température. Dans les pegmatites le dépôt d'une minéralisation en métaux rares (tantale-niobium et béryllium) est accompagné d'une albitisation. Ce processus se déroule dans des conditions strictes d'alcalinité élevée, au cours desquelles même le quartz est remplacé par l'albite. Les métasomatites à quartz-feldspaths des minerais de molybdène se forment en milieu moins alcalin ; elles sont accompagnées d'une décoloration des granites. Dans les gisements aurifères mésothermaux, on note une albitisation métasomatique filonienne dans des secteurs de concentration élevée en métal, alors que dans les gisements épithermaux, c'est le feldspath potassique qui acquiert plus d'importance : les zones d'adularisation des roches et le développement d'adulaire dans un filon de quartz minéralisé se rapportent habituellement aux piliers et poches de minerais riches en or et argent.

Les carbonates et chlorites des métasomatites synmétallifères se signalent par leur haute teneur en fer (souvent extrêmement élevée) et leur teneur élevée en manganèse. La teneur élevée en manganèse de ces minéraux est particulièrement typique des minérais à galène-sphalérite, à polymétalliques argentifères et à or-argent. Mis à part leur composition, les minéraux des métasomatites synmétallifères présentent la particularité spécifique de se trouver dans un état métastable au point de vue structure. Ainsi, ces métasomatites contiennent de la berthiérine à côté de la chlorite et souvent à la place de celle-ci. Ce minéral a une composition identique à celle de la chlorite, mais sa structure comporte un feuillet dont l'épaisseur est de 7 Å, tandis que la chlorite est constituée d'un feuillet d'une épaisseur de 14 Å. Les observations géologiques et expérimentales ont montré que la structure de la berthiérine est métastable et passe sous l'action de la température ou tout simplement avec le temps à la structure stable de la chlorite à 14 Å. La séricite est représentée par le polytype 1M ou un mélange 1M+2M1. Il a été établi expérimentalement que le polytype 1M est métastable et passe sous l'action de la température à la modification stable à 14 Å. Le développement de minéraux métastables dans les associations minéralisées et celles qui accompagnent les minerais traduit le fort déséquilibre que présente le processus de dépôt à partir de fluides sursaturés. Ceci se manifeste aussi dans les

phénomènes d'auto-organisation d'un système de minéralisation hydrothermale, entraînant la formation de minerais à rubanement rythmique et de métasomatites synmétallifères.

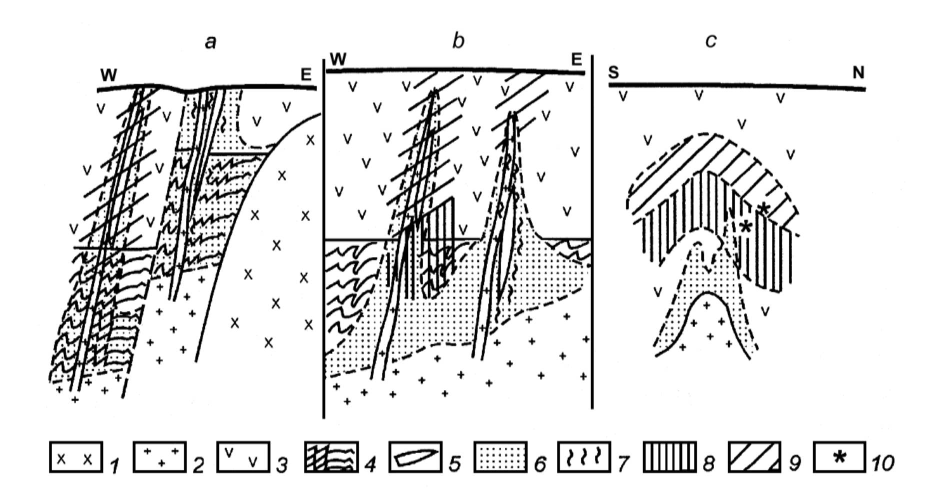


Fig. 7.1. Distribution des faciès de bérésites dans des coupes géologiques schématiques à travers des indices de minéralisation aurifère
a, *b* – gisement de Mnogoverchinnoïé (bassin de l'Amour inférieur) (*a* – disposition actuelle des filons métallifères ; *b* – reconstitution au moment de la formation) ; c – district aurifère d'Angrensk, gisements de Kotchboulak, Kaïragatch en Asie Centrale. *1* – granodiorites porphyriques postmétallifères ; *2* – granodiorites prémétallifères, porphyrites syénito-dioritiques ; *3* – série volcanique andésito-dacitique ; *4* – roches terrigènes du socle ; *5* – filons de quartz minéralisés ; *6* – faciès à biotite des propylites ; *7–9* – faciès des bérésites (*7* – à quartz-séricite, *8* – à quartz-calcite-séricite ; *9* – à quartz-ankérite-séricite) ; *10* - indices de minéralisations et gisements

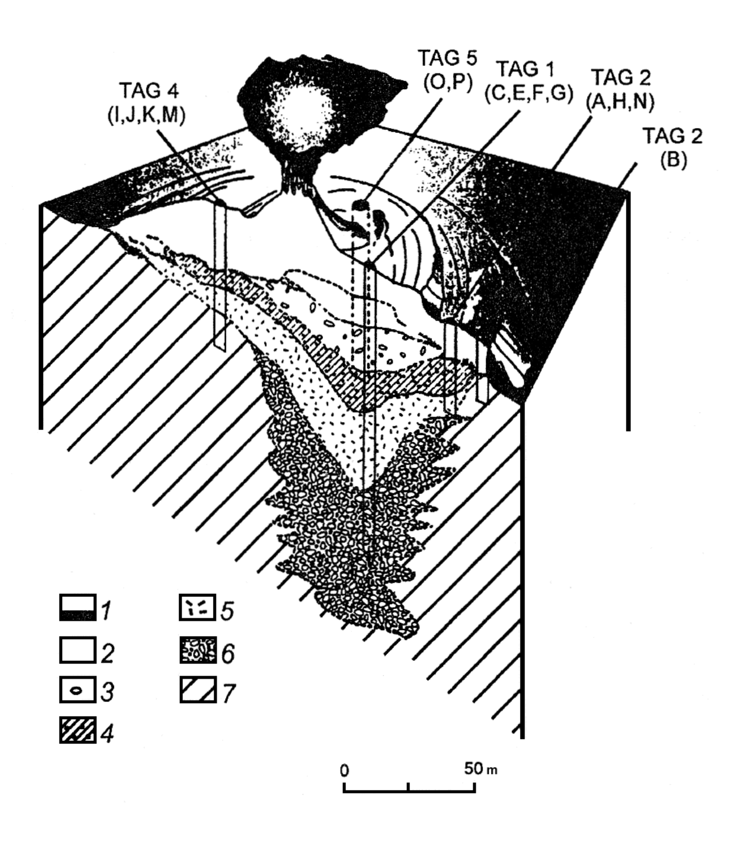


Fig. 7.2. Bloc-diagramme et structure interne d'un évent hydrothermal déposant des sulfures sur le fond marin d'aprés des données de sondage en eau profonde [Humphris *et al*., 1995]

On a indiqué la position et le numéro des sondages. *1* – brèche pyriteuse massive ; *2* - brèche à pyrite-anhydrite ; *3* – brèche à pyrite-silice-anhydrite ; *4* – brèche à pyrite-silice ; 5 - roches encaissantes disloquées et silicifiées ; *6* – basaltes bréchifiés et chloritisés ; *7* – basaltes

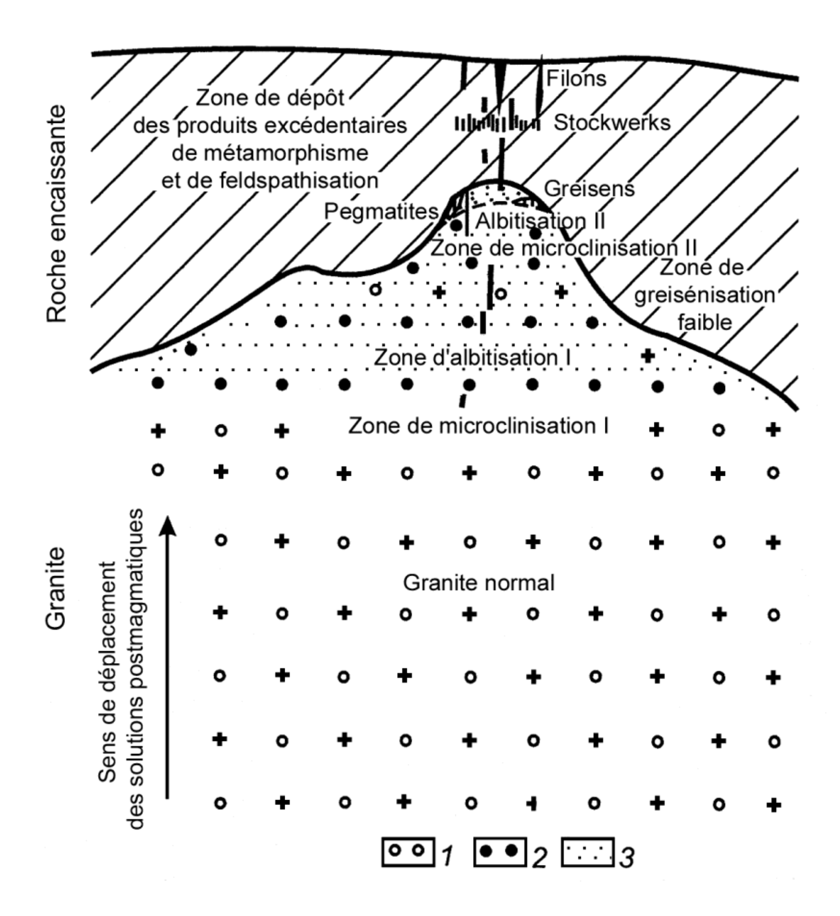


Fig. 7.3. Schéma généralisé de zonalité verticale dans un massif de granites greisénisés d'après [Shcherba *et al.*, 1964*]*

1–3 – granites altérés : *1* – microclinisés, *2* – albitisés, *3* – greisénisés.

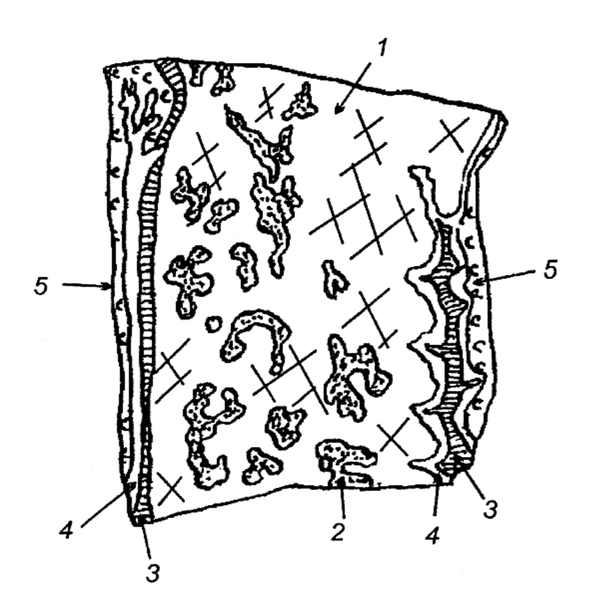


Fig. 7.4. Croquis d'un échantillon du filon métallifère avec liséré de métasomatites synmétallifères du gisement à argent-arsenic d'Aktepe (Monts Kouraminskié, Asie Centrale)
1 – carbonate filonien ; *2* – arséniures et argent natif ; *3* – chlorite ; *4* – adulaire ; *5* - gabbro encaissant séricitisé

Chapitre 8

ZONALITÉ MÉTASOMATIQUE ET ZONATION DES MINERAIS

La minéralisation est, en règle générale, localisée dans la partie centrale des roches affectées par la métasomatose, c'est-à-dire dans la zone où leur altération et l'intensité du processus hydrothermal sont le plus prononcées. Dans certains types de métasomatites les minerais sont, en général, en rapport avec des associations minérales déterminées. Ainsi, dans les skarns c'est une minéralisation polymétallique qui remplace sélectivement divers pyroxènes, ce fait étant lié à la grande solubilité de l'hédenbergite dans des solutions sulfurées acides en comparaison du grenat et autres minéraux des skarns.

Il est passablement compliqué, mais non moins important, d'élucider les rapports existant entre la zonalité verticale des métasomatites périmétallifères et la zonation des minerais. Les facteurs essentiels de formation d'une zonalité verticale sont la température et la fugacité de l'oxygène [Rusinov, 1989]. A profondeur différente, l'influence relative de ces facteurs sur la formation des minéraux est, elle aussi, différente. L'oxygène joue un rôle qui croît rapidement dans les formations de très faible profondeur pouvant être soumises à une intense aération des eaux souterraines. On y observe une modification des zones (faciès) sur une distance réduite suivant la verticale, reflétant non seulement une zonalité en température, mais aussi une brusque augmentation du degré d'oxydation des formes du soufre et du fer en solution à mesure qu'on s'approche de la surface. Ainsi, dans les gisements épithermaux d'or-argent, on peut observer de bas en haut une modification des zones : propylites avec pyrite – roches à quartz et hydromicas avec pyrite – roches à quartz et kaolinite avec pyrite et hématite – roches à quartz, kaolinite et alunite avec hématite – monoquartzites, sur une tranche verticale de 200–400 m.

Plus en profondeur, dans le faciès subvolcanique et le faciès hypoabyssal, le gradient de température joue un rôle important. Il se traduit, par exemple, par le

remplacement vers la surface du faciès à épidote-chlorite des propylites par un faciès à albite-calcite ou par le remplacement du faciès à calcite-séricite des bérésites par un faciès à ankérite-séricite (voir fig. 7.4). Cette figure donne la localisation de la minéralisation aurifère et à argent-polymétalliques dans l’auréole des roches métasomatiques du district métallifère de Kotchboulak-Lachkerek. Les gisements se situent dans la zone de développement de la bérésitisation de roches volcaniques encaissantes, essentiellement dans la zone du faciès à ankérite-séricite (Lachkerek, Kaïragatch) et du faciès à calcite-séricite à la limite du premier (Kotchboulak). Plus bas encore les roches volcaniques ont été soumises à un métasomatisme du stade magmatique et à une cornéification ; dans cette zone la minéralisation se termine en biseau.

On observe des relations différentes entre zonalité métasomatique verticale et minéralisation dans le gisement quartzo-aurifère de Mnogoverchinnoïé dans le bassin de l'Amour inférieur (voir fig. 7.1). Les métasomatites prémétallifères sont représentées par des propylites à zonalité verticale clairement marquée : la zone supérieure est composée d'un faciès à épidote-chlorite et, par endroits, d'un faciès à épidote-actinote ; quant à la zone inférieure, elle est composée d'un faciès à biotite. Des filons à quartz-minerai à fort plongement, entourés de roches protométallifères bérésitisées, recoupent des propylites du faciès à épidote-chlorite et s'enracinent dans le faciès à biotite. La minéralisation aurifère est concentrée à la partie supérieure des filons située parmi les propylites à épidote-chlorite et va en profondeur mourir dans le faciès à biotite. La minéralisation stannifère de la formation à quartz-cassitérite, confinée au toit de granitoïdes subvolcaniques, se concentre, au contraire, dans le faciès à biotite des propylites, plus près du contact avec l'intrusif. Les corps minéralisés se terminent en biseau dans les roches cornéifiées du contact.

Ces exemples montrent que la minéralisation tend à se localiser dans un faciès déterminé des métasomatites et à s'évanouir aux confins de celui-ci. Le faciès à biotite est la limite inférieure de l'extension en profondeur de la minéralisation en or et en argent, tandis que pour la minéralisation en étain, ce sont les cornéennes du contact, de plus haute température, qui constituent cette limite. Dans les gisements de porphyres cuprifères, la limite inférieure de la minéralisation en chalcopyrite coïncide approximativement avec la limite entre le faciès à séricite et le faciès plus profond à quartz-feldspath, mais dans les porphyres molybdifères, la limite inférieure de l'extension de la molybdénite exploitable économiquement passe par la zone de transition entre métasomatites à quartz-feldspath et granites faiblement altérés.

L'étude des gisements métallifères fait apparaître la nécessité de distinguer la profondeur de formation et le degré d'érosion des gisements avoisinants ou

même des corps minéralisés. Une telle distinction se trouve souvent être trop restrictive et n’est pas fondée sur les paragenèses des minéraux non métalliques, mais se marque par les associations de minéraux métalliques (principalement des sulfures) les plus sensibles aux variations des paramètres physico-chimiques. D.S. Korzhinsky [1940] a attiré l'attention sur le fait que, dans des conditions de profondeur réduite, la fugacité de l'oxygène est un facteur d'équilibre, fait qui se traduit par le remplacement de la pyrrhotine par la pyrite et de la magnétite par l'hématite. Des recherches ultérieures ont mis en évidence que les sulfures renfermant des métaux (arsenic, antimoine, tellure) de valence positive la plus élevée se rapportent aux faibles profondeurs. Il s'ensuit que les conditions oxydantes dans lesquelles se forment les minéraux sont déterminées par la fugacité de l'oxygène qui, à son tour, dépend de la profondeur et du degré d'aération des eaux souterraines.

Les variations de fugacité de l'oxygène agissent certes beaucoup plus sur les équilibres entre sulfures et oxydes métalliques que sur la stabilité des silicates et carbonates entrant dans la composition des roches. Néanmoins, dans la mesure où ce paramètre dépend clairement de la profondeur du processus hydrothermal et de la température, on observe une certaine corrélation entre la zonalité verticale de la minéralisation et la zonalité des métasomatites renfermant le minerai. Cette corrélation est clairement illustrée par l'exemple permettant de comparer l'extension en profondeur de minéraux d'arsenic avec celle des métasomatites acides qui les renferment (tableau 8.1). Ce tableau est basé sur la comparaison entre deux types de zonalité verticale : d’une part, la zonalité des métasomatites périmétallifères acides, qui est définie par la température du processus, ainsi que par la fugacité du dioxyde de carbone (et, par conséquent, par la profondeur), et, d’autre part, la zonalité des minéraux métalliques contenant de l'arsenic sous différentes valences, qui est liée à la fugacité de l'oxygène. Le facteur géologique unissant ces deux types de zonalité est la profondeur : lorsqu'elle croît, la température et la fugacité du dioxyde de carbone augmentent et la fugacité de l'oxygène diminue. Les formes de l'arsenic les plus oxydées se rencontrent dans des minéraux des formations superficielles des volcans actuels et dans les zones d'accumulation de minerais d'oxydation hypergène (scorodite, orpiment), mais aussi aux horizons supérieurs de certains gisements métallifères de type épithermal et de type porphyrique, prenant naissance dans des séries subaériennes bien aérées (énargite, luzonite). Le passage à des horizons plus profonds entraîne

Tableau 8.1. **Comparaison des faciès de profondeur des métasomatites et minerais**

Profondeur, km $(\lg f_{CO_2})$	Faciès de profondeur d'après D.S. Korjinskii	Faciès de métasomatites acides	Types de minéralisation [Shikazono, 1985] $(\lg f_{CO_2})$	Faciès de minerais suivant le degré d'oxydation de l'arsenic
	Superficiel (sans épidote)	A kaolinite-alunite		A orpiment
		A hydromica		
1				
(-2 ÷ 0)	Subvolcanique (sans clinozoïsite)		Au - Ag (-2 ÷ 0)	A énargite $(\lg f_{O_2})$= -35 ÷ -42
		A ankérite-séricite		A cuivres gris (sans énargite)
			Pb - Zn – Mn (-1 ÷ +1)	
2				
(0 ÷ +4)	Hypoabyssal	A calcite-séricite		A arsénopyrite
			Cu - Pb - Zn (-0,5 ÷ +2)	
(+2 ÷ +8)				

le remplacement de ces phases par d'autres : réalgar et tétraédrite avec formes d'arsenic moins oxydées. L'énargite contient de l'arsenic de valence la plus élevée (+5), mais elle n'est pas caractéristique des formations superficielles,où, en présence de soufre, la forme principale de l'arsenic est l'orpiment, de valence la plus basse de l'arsenic (+3). On trouve rarement de l'énargite dans les champs de solfatares des volcans. Cette particularité s'explique par l'interaction électronique de l'arsenic et du cuivre : dans l'énargite le cuivre se trouve à l'état univalent, étant donné qu'il participe avec le soufre à l'oxydation de l'arsenic et a moins d'affinité pour le soufre que l'arsenic. Il s'en suit que la valence élevée de l'arsenic dans l'énargite est déterminée par les conditions oxydantes externes et par les échanges d'électrons à l'intérieur de la molécule. C'est pourquoi l'énargite se forme dans des conditions moins oxydantes que l'orpiment, ainsi que le montre l'équation de la réaction :

$$0{,}5\ As_2S_3 + 3\ Cu^{2+} + e^- + 2{,}5\ H_2S = Cu_3AsS_4 + 5\ H^+.$$

orpiment énargite

Avec l'augmentation de la profondeur et la diminution de la fugacité de l'oxygène, c'est du réalgar (AsS avec arsenic de valence +2) qui se développe au lieu d'orpiment, mais dans des milieux à solutions saturées en cuivre, l'énargite est remplacée par la tennantite (avec As^{3+}). Dans un milieu encore plus réducteur et à grande profondeur les phases essentielles de l'arsenic sont représentées par les arséniures, l'arsénopyrite, la löllingite, la pyrite arsénifère, c'est-à-dire des minéraux dans lesquels l'arsenic joue le rôle d'un anion à valence négative. L'arsenic natif est relativement rare dans la nature en raison de son affinité élevée pour le soufre. Il y a précipitation d'arsenic à partir de gaz volcaniques par suite de la réduction de l'arsenic aux dépens de l'oxydation du soufre.

D'un point de vue pratique, la zonalité verticale des roches métasomatiques constitue un élément essentiel à l'échelle des champs et même des districts métallifères. Ainsi, le schéma du système porphyrique à fluides magmatiques de R. Sillitoe (fig.8.1), constituant un développement de la zonalité métallogénique d'Emmons conformément à ce type de systèmes, est devenu classique. Ce schéma peut servir de guide fiable à l'occasion de prospections de gisements métallifères dans les districts d'intrusions porphyriques.

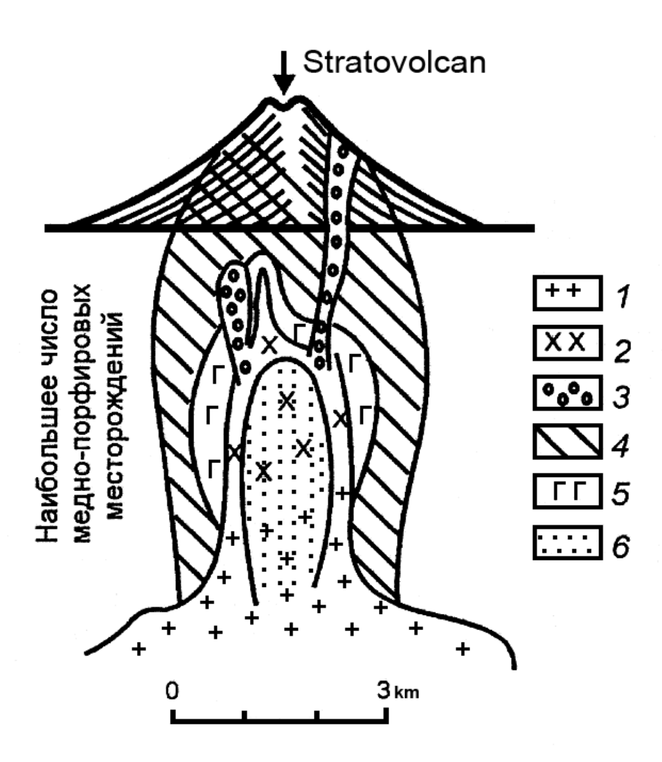


Fig. 8.1 Structure d'un système magmatique hydrothermal produisant des gisements porphyriques à Cu-Mo (d'après R. Sillitoe, repris de [Smirnov, 1965])

1 – granodiorites ; *2* – stock de granites porphyriques ; *3* – cheminée à brèches hydrothermales ; *4* roches propylitisées ; *5* – roches séricitisées ; *6* métasomatites à orthose

Légende restée en russe (en vertical) : nombre de gisements de cuivre porphyrique le plus élevé

Chapitre 9

MAGMATISME, MÉTASOMATISME ET MINÉRALISATION SULFURÉE

Le lien génétique entre la minéralisation sulfurée et le volcanisme, mis en évidence à l'occasion de l'étude des gisements récents du Japon (minerais dits du type Kuroko), a été examiné par A.N. Zavaritskiy en ce qui concerne les anciens gisements de l'Oural. C'est surtout V.I. Smirnov qui a souligné le rôle du volcanisme sous-marin accompagné de l'accumulation de dépôts volcano-sédimentaires, auxquels sont subordonnés les minerais pyriteux de type stratiforme. Étant liés à des processus d'exhalaison et de dépôt, ces gisements se caractérisent habituellement par une minéralisation de grande ampleur et par la diversité de la composition métallique de celle-ci.

Les indices de sulfures de cuivre et zinc que recèle le plancher océanique sont étroitement liés à des chambres magmatiques qui, d'après les données géophysiques, sont localisés à une profondeur réduite sous les dorsales médio-océaniques. Ces chambres sont différenciées en une partie inférieure ultrabasique et une partie supérieure basique. La partie basique alimente directement les éruptions basaltiques des dorsales médianes. Les basaltes de ce type se caractérisent par de larges variations de la teneur en magnésium (qui varie en raison inverse de celle du fer, du titane et du vanadium) allant de 16 % de MgO dans les basaltes magnésiens à 3–4 % de MgO dans les ferro-basaltes titanés. Le magmatisme se caractérise par un régime réducteur et une pression fluide relativement basse. La température de cristallisation du magma dans ces conditions est relativement élevée et la cristallisation a lieu dans le champ de stabilité de la pigeonite qui entre dans la composition des phénocristaux et de la matrice (type des basaltes à pigeonite de H. Kuno). Le schéma de différenciation du magma (fig. 9.1) comprend une cristallisation fractionnée avec formation de bains ferrobasaltiques qui ensuite donnent lieu à une ségrégation d'islandites, ferrodacites, liparites alcalines, pantellérites et comendites. Une ségrégation similaire de bains acides traduit l'immiscibilité des bains à quartz-pyroxène,

propre aux seuls magmas résiduels, riches en fer et titane. Dans la figure 9.1 le chiffre romain I désigne les tendances ferrobasaltiques de la différenciation de cristallisation, typiques d'un magmatisme de rift et conditionnées par le fractionnement commun des pyroxènes et du plagioclase. L'évolution s'achève par la ségrégation de bains ferrifères avec formation de volumes réduits de roches de compositions intermédiaire et acide. C'est précisément à ce stade d'évolution des complexes volcaniques, c'est-à-dire lorsque apparaissent, à côté de magmas acides, des magmas fortement enrichis en fer, qu'est liée une minéralisation pyriteuse. La circulation des fluides transmagmatiques fait facilement subir aux magmas ferrifères une sulfuration avec enrichissement de ceux-ci en cuivre et métaux chalcophiles. Parmi les minéraux constitutifs des roches c'est le plagioclase qui présente la structure la plus favorable pour y accueillir le plomb se substituant au calcium, ce qui détermine l'accumulation du plomb au sein du bain résiduel et l'absence de celui-ci dans les minerais pyriteux liés au magmatisme de rift. Au contraire, le bain résiduel s'enrichit en cuivre et en zinc. Ce schéma est confirmé par les données géochimiques relatives à la composition des porphyrites de la formation de Sinantchinsk du sud de Sikhote-Aline [Filimonova, 1988]. Dans ces porphyrites et les phénocristaux de plagioclase de celles-ci (nombres entre parenthèses) la teneur des métaux en g/t est de : Cu = 40 (20), Zn = 100 (10), Pb = 15 (30). Par conséquent, le plomb a été accaparé préférentiellement par les phénocristaux de plagioclase, alors que le cuivre et le zinc se sont accumulés au sein du bain résiduel.

Une tendance en principe distincte est celle que présente la différenciation II de la figure 9.1, liée à la cristallisation et au fractionnement de l'olivine. Cette tendance est favorisée par l'augmentation de la pression de l'eau au sein de la chambre magmatique, pression qui, en accord avec les données expérimentales, entrave la cristallisation du plagioclase et élargit le champ de cristallisation des minéraux de couleur foncée et, en particulier, de l'olivine. Cette tendance peut être appelée andésitique, étant donné que le fractionnement de l'olivine entraîne une rapide accumulation de silice au sein du bain résiduel et le remplacement d'un magmatisme basique par un magmatisme intermédiaire. Elle est propre au passage d'un régime d'extension à un régime de compression et à un magmatisme de type orogénique., Cette tendance s'achève, en dépit de la différence, par la ségrégation des bains tout comme dans la tendance ferrobasaltique, mais avec formation d'un volume important de magma acide et d'un volume relativement réduit de bains riches en fer soumis à sulfuration, ceci étant à l'origine de la formation de sulfures au cours de l'évolution basalto-andésitique. Au cours de cette tendance, le fractionnement du plagioclase a été limité. C'est pourquoi plomb et zinc se sont accumulés au sein des bains résiduels, définissant ainsi la spécificité des minerais pyriteux liés à un tel magmatisme. Un exemple d'indice de la tendance andésitique est le complexe

volcanique du Mougodjar (Sud de l'Oural) [Marakushev et al., 1993] et un exemple d'évolution plus poussée, les formations à basaltes-rhyolites de l'Oural.

La série des types génétiques de gisements pyriteux est complétée par les gisements pyriteux polymétalliques de l'Altaï et du Japon (du type Kuroko), liés à des produits provenant de la différenciation la plus poussée des chambres magmatiques et de la formation d'un volume important de magmas acides.

Le métasomatisme périmétallifère des gisements pyriteux, dans l'ensemble assez uniforme, entraîne la formation de roches à quartz, hydromicas et chlorites. La zonalité typique de ces métasomatites est représentée à la figure 9.2 pour les gisements pyriteux de type Kuroko au Japon. La zone du conduit véhiculant les solutions est occupée par des roches silicifiées, fortement altérées, renfermant une dissémination de pyrite et chalcopyrite. Elles sont entourées d'une zone d'altération à quartz-hydromicas et à pyrite finement disséminée ; à plus grande distance de ce conduit, on a des roches argilisées composées de quartz, d'interstratifiés du type mica-smectite et de chlorite. Ces roches passent graduellement aux rhyolites encaissantes faiblement altérées. Le dépôt pyriteux est directement bordé par une mince zone de chlorite magnésienne ; à la périphérie de la lentille de pyrite on observe des traînées de roches à silice-hématite à grains fins. Parmi les minéraux rares qu'on rencontre dans les minerais de type Kuroko [Geology of Kuroko Deposits, 1974] on note la pyrophyllite, associée à du diaspore au sein du minerai noir (polymétallique) à grains fins, et la kaolinite. Les minéraux de la gangue des corps minéralisés sont le gypse et l'anhydrite, sous-jacents au dépôt de pyrite, et la baryte se trouvant en fines intercroissances avec les sulfures des minerais noirs. Les données de l'analyse isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène des minéraux métasomatiques ont montré que la composition isotopique de l'eau de la solution qui a provoqué le métasomatisme correspond à la composition de l'eau océanique additionnée d'une composante magmatique peu importante. On note dans la composition des minéraux métalliques la présence d'éléments magmatogènes apportés de la profondeur. Ainsi, la sphalérite renferme une teneur élevée en bismuth, cobalt et nickel, la galène, en antimoine, arsenic et mercure, la pyrite, en bismuth, nickel et cobalt. Ces éléments ne sont pas caractéristiques des roches encaissantes et peuvent être empruntés soit à des chambres magmatiques situées en profondeur comportant des bains ultrabasiques à basiques (nickel, cobalt), soit à des fluides transmagmatiques d'origine mantellique (mercure, arsenic, antimoine)

Dans les amas sulfurés polymétalliques du type Altaï, liés à un magmatisme de type sodico-potassique, les métasomatites à séricite ont une composition essentiellement potassique. La composition minérale de ces métasomatites

diffère des gisements de type Kuroko dont il a été question ci-dessus par la présence de carbonates (calcite et breunnerite) qui se rapportent aux zones internes de l'altération périmétallifère. De telles métasomatites périmétallifères sont au point de vue composition minéralogique similaires aux bérésites. V.B. Chekvaidze [1981] cite pour le gisement de Tichino la zonalité métasomatique latérale suivante, depuis les roches encaissantes jusqu'à la partie axiale des produits sous-jacents du métasomatisme acide : porphyrite faiblement altérée – séricite + quartz + chlorite + calcite (+ pyrite + rutile) – séricite + quartz + breunnerite (+ pyrite + rutile) – séricite + quartz (+ pyrite + rutile). Le développement de carbonates dans ce type de gisements est probablement lié à la profondeur assez grande à laquelle ils se sont formés dans les zones régionales de cisaillement et, par conséquent, à la fugacité élevée du dioxyde de carbone au sein du fluide. Cela permet de supposer qu'il y a un lien plus étroit entre la formation des gisements en question et des phénomènes magmatiques. Il y a même des faits témoignant de la participation de bains sulfurés à la formation de minerais [Starostin et al., 1979]. Le rôle réduit que joue l'eau de mer dans la formation de minerais par rapport à celui de l'eau endogène est renforcé ici par des données relatives à la composition d'une solution hydrothermale, basées sur l'étude des inclusions fluides que renferment les minerais : la proportion quantitative de cations dans une solution (Mg>K>Na) diffère de celle de l'eau de mer (Na>K>Mg).

Dans le type Oural, les métasomatites périmétallifères ont subi un métamorphisme régional et présentent un faciès à quartz-séricite-chlorite dans lequel on distingue essentiellement des roches silicifiées avec pyrite, des roches à quartz-séricite avec pyrite, à quartz-séricite-chlorite avec pyrite et des roches à quartz-séricite-chlorite-albite passant aux porphyrites encaissantes. Il y a, en outre, essentiellement présence de roches à séricite et de roches à chlorite qui sont au contact direct des amas de sulfures massifs. Parmi les minéraux qui ne sont pas caractéristiques, on note la paragonite, la datolite et la tourmaline, alors qu'on rencontre rarement la pyrophyllite, le diaspore, le corindon, l'andalousite ; dans les gisements n'ayant pas subi de métamorphisme on trouve des interstratifiés du type mica-smectite. On a décrit les minéraux d'alumine mentionnés dans les altérites du champ métallifère de Kabanskoïé, dans l'Oural central [Loginov, 1945], à proximité du contact avec un massif de granitoïde. Les minéraux de bore se rencontrent en faible quantité dans des roches silicifiées. C'est en principe de la tourmaline, mais dans certains gisements du sud de l'Oural on rencontre des filons de datolite rose. Un intérêt particulier a été suscité par la découverte de paragonite. Auparavant, ce minéral, qui avait été mentionné dans des schistes, était considéré comme un produit du métamorphisme régional à la différence du mica potassique des altérites périmétallifères. On a publié des données sur la présence de ce constituant

sodique dans des séricites périmétallifères [Loginov et al., 1976], mais qui étaient aussi liées à la superposition d'un métamorphisme régional. Les travaux de A.I. Grabezhev ont toutefois prouvé le lien qui existe entre la formation de paragonite dans des roches à quartz-séricite et un dépôt métallifère [Grabezhev et al., 1995]. Le développement d'un métasomatisme sodique, qui s’est superposé à des altérations acides, est la confirmation de l'existence de bains de fusion de sels sodiques, qui ont extrait des métaux du magma et, succédant à une solution acide mobile, les ont fait pénétrer dans les volcanites encaissantes. De l'avis de A.I. Grabezhev, le caractère sodique du métasomatisme avec formation de paragonite est hérité d'un type essentiellement sodique du magmatisme siluro-dévonien de l'Oural central.

On rencontre en faible quantité dans les roches périmétallifères à quartz-séricite un mica potassique chromifère, la fuchsite. La découverte de ce minéral témoigne de l'apport dans la zone de formation des sulfures, du moins en partie, de fractions d'éléments issus d'une source profonde, étant donné qu'on note, dans une coupe à travers ces gisements, l’absence de roches ultrabasiques qui auraient pu être la source du chrome.

Ainsi, la composition des roches métasomatiques périmétallifères associées aux gisements sulfurés démontre qu’elles dépendent clairement du caractère du magmatisme, sont l’indice de l'activité de fluides profonds et se trouvent en corrélation avec la composition des minerais. Les éléments exposés ici confirment les traits fondamentaux de l'hypothèse exprimée ci-dessus suivant laquelle il existe un "bain de fusion de sels et de métaux", qui subit à un stade déterminé de l'évolution du magma une ségrégation sous l'action de fluides transmagmatiques.

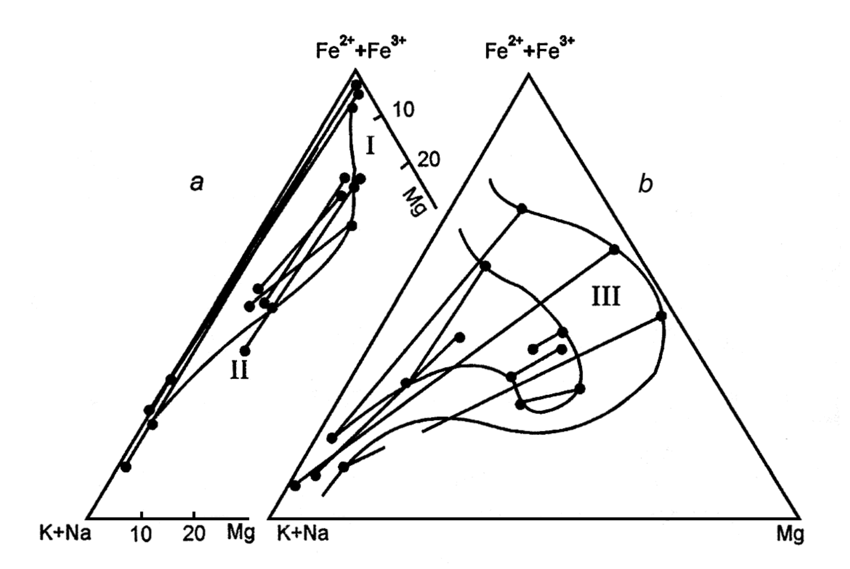


Fig. 9.1 Diagramme de la ségrégation liquide de bains résiduels ferrifères en régime de basse (a) et de haute (b) pression du fluide
I – ferrobasaltes ; II – ferro-andésites (islandites) et ferrorhyolites ; III – basaltes ; IV - andésites et rhyolites

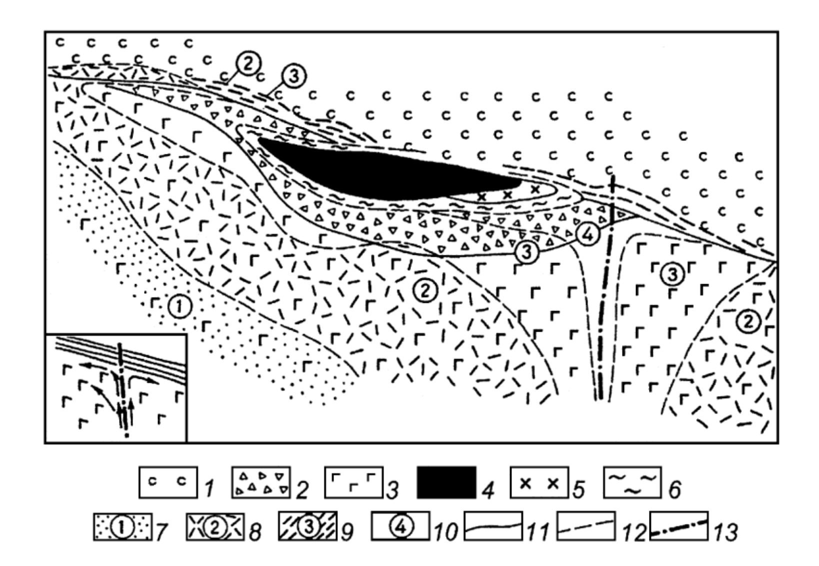


Fig. 9.2 Schéma de la zonalité métasomatique (coupe verticale) des roches périmétallifères altérées des gisements de Kuroko. Le coin inférieur gauche donne la direction supposée du déplacement des solution [Zotov & Rusinov, 1975]

1 – argilites ; 2 – tufs bréchiques rhyolitiques ; 3 – rhyolites "blanches" ; 4 – sulfures massifs ; 5 – gypse ; 6 – roches chloritiques ; 7–10 produits du métasomatisme périmétallifère (les numéro de zones sont indiqués par des chiffres entourés d'un cercle) (7 – rhyolites propylitisées, 8 – roches argilisées, 9 – roches à quartz-hydromicas, 10 - roches à quartz-pyrite) ; 11 – limites lithologiques ; 12 – limites des zones métasomatiques ; 13 – fracture

Chapitre 10

MAGMATISME, MÉTASOMATISME ET MINÉRALISATION EN MÉTAUX RARES

Les minerais de tungstène et de molybdène sont accompagnés principalement d'une silicification et d'un métasomatisme feldspathique. Les gisements de tungstène sont liés à un magmatisme à granitoïde et localisés soit directement dans les parties apicales greisénisées des coupoles granitiques, soit dans des skarns que surmonte une greisénisation. Les granites tungsténifères sont caractérisés par une teneur élevée en fer, en alumine et par la présence de fluor ; ils appartiennent au type réducteur [Abramov & Borisovskiy, 1996], c'est-à-dire qu'ils cristallisent à l'occasion d'une diminution de fugacité de l'oxygène. Ces particularités de la composition des granites tungsténifères témoignent de l'interaction considérable entre fluides et magma au cours de l'évolution de celui-ci dans des conditions de système ouvert (c'est-à-dire de circulation de fluides transmagmatiques). L'action des fluides sur la cristallisation d'un bain granitoïdique est attestée par les phénomènes largement répandus de microclinisation et d'albitisation des granites (voir figure 7.3). Du bas vers le haut les granites inaltérés passent à des granites microclinisés et, plus haut encore, à des granites albitisés. Au départ de cette zone d'albitisation on note une greisénisation diffuse des roches, s'intensifiant vers le toit du massif. Une particularité caractéristique de tels massifs est la répétition, au-dessus des granites albitisés, d'une zone de microclinisation et, au-dessus de celle-ci, d'une nouvelle zone d'albitisation tout contre l'endocontact. Les greisens minéralisés en tungstène se rapportent à cette zone supérieure d'albitisation, mais des filons à quartz-tungstène s'étendent aussi dans les roches du toit du massif. La périodicité (rythmicité) de structure des massifs granitiques tungsténifères ne se reflète pas seulement dans la zonalité des feldspaths. On observe dans la partie apicale de pareils massifs une zone de développement de formations rythmiques rubanées quartzo-granitiques. Des exemples d'un tel rubanement ont été décrits dans les granites du Kazakhstan central [Povilaïtis, 1966]. Les massifs granitiques tungsténifères accompagnés de greisens, sont entourés de roches

encaissantes faiblement cornéifiées, la greisénisation intense et les fortes teneurs en tungstène coïncidant avec l'endocontact situé à la partie apicale du massif. Ceci montre que la partie apicale du massif de granite en voie de cristallisation a été emprisonnée par le haut par les roches encaissantes peu perméables, habituellement des schistes, c'est-à-dire qu'elle a constitué un système relativement fermé, piégeant les fluides magmatogènes ascendants.

Il est possible de donner, sur base de diagrammes de phases expérimentaux, une interprétation des relations réciproques existant entre un bain magmatique (silicaté), le métasomatisme et la minéralisation en tungstène (voir fig. 6.2). Les flèches du bas y indiquent les tendances concernant la variation homodrome dans la composition des bains de fusion, conditionnée par la différenciation de cristallisation de ceux-ci. Il peut y avoir, sur toute l’étendue de variation de la composition de ces bains, libération de solutions hydrothermales qui, à en juger d'après les données expérimentales, ne peuvent pas vraiment donner lieu à une concentration des métaux : la teneur de ces solutions en tungstène se situe au même niveau qu'au sein du bain silicaté dont elles se séparent. Dans les systèmes étudiés un effet sensible de concentration en métaux ne s’obtient qu'à l'occasion du développement au sein de ceux-ci d'une hétérogénéité du bain qui se traduit par la séparation de phases liquides riches en sels (III, IV, V à la figure 6.2), où la concentration en tungstène peut être d'un ordre de grandeur supérieure à celle du bain de fusion. Cet effet détermine le potentiel métallogénique des systèmes magmatiques. Il est lié au degré d'accumulation de sels au cours de l'hétérogénéisation du magma qui exige une fermeture relative du système pour que les fluides transmagmatiques ne puissent pas en éliminer les constituants salins.

Une particularité importante de la concentration en sels métalliques réside dans la sélectivité que celle-ci présente et qui détermine la composition métallique des gisements métallifères. Vis-à-vis des fluorures, qui extraient activement le tungstène, l'étain, par exemple, présente un comportement indifférent et la concentration en étain des bains fluorurés n'excède pas celle qui existe dans une solution hydrothermale. Ce sont les bains chlorurés qui favorisent les concentrations en étain. Il est curieux que dans les bains fluorurés, extrêmement pauvres en silice, la teneur en alumine dans tous les systèmes étudiés (mis à part le système granite–LiF) reste élevée, proche de celle qui existe au sein du bain initial. Cette circonstance a été mise à profit dans l’élaboration d’une méthode d’extraction de l’aluminium par liquation à partir de matières premières non bauxitiques [Marakushev et al., 1991]. En faisant varier la composition des sels on peut obtenir une autre tendance et modéliser dans des systèmes magmatiques des processus conduisant au dépôt simultané de silice et de métaux, ce qui finit par former de filons de quartz métallifères. La composition de ces bains de

fusion peut être ramenée à deux constituants : un constituant de type silicate alcalin (Na_2SiO_3, Na_4SiO_4, etc.) et un constituant de type sel métallique (MF_n, MCl_n, etc.) qui, lors d'une baisse de température, peuvent être le siège d'une interaction mutuelle et former des phases quartzeuses métalliques (M + SiO_2) et des halogénures mobiles, aisément solubles, de métaux alcalins :

$$1{,}5\ Na_2SiO_3 + MF_n = M + 1{,}5\ SiO_2 + (n\ NaF).$$

Il peut, de la même manière, se former au sein des pegmatites granitiques des noyaux quartzeux et des filons métallifères dont la formation est accompagnée d'une ségrégation de solutions hydrothermales entraînant un métasomatisme périmétallifère. La confirmation de la réalité du schéma présenté est apportée par la mise en évidence, dans les inclusions que renferment les minéraux des filons quartzeux métallifères, non seulement de fluides peu denses et peu chargés en sels, mais aussi de solutions de densité élevée dont la concentration atteint 20–30 % et même 45 % éq. NaCl.

Le magmatisme granitique se développe sous l'action de courants de fluides transmagmatiques. Les masses énormes de granites précambriens se forment dans des conditions de système ouvert à écoulement et la circulation des fluides soutire la charge saline hors du bain et va la déposer au-delà des limites du système. C'est pourquoi de tels massifs granitiques sont stériles. Une situation similaire prend naissance aux horizons profonds et intermédiaires de batholites granitiques plus récents se formant à une profondeur de l'ordre de 5-10 km. Le fluide traverse ces régions sans rencontrer d'obstacles. Le fluide s'accumule à la partie supérieure du batholite, dans les pièges structuraux des apophyses existant au toit du granite, et y favorise l'accumulation de sels. La pression fluide s'accroît sous l'écran et abaisse ainsi le gradient vertical de pression qui provoque l'ascension du fluide. Il en résulte qu'au bout d'un certain temps la circulation des fluides se ralentit ; le bain se met, dès lors, à refroidir, cristalliser et s'hétérogénéiser. Les solutions hydrothermales à phases hétérogènes qui se forment pénètrent dans les roches encaissantes par les fissures et se différencient en une solution hydrothermale de faible densité et en une phase dense visqueuse de sels métalliques. La solution, devenue une phase plus mobile, poursuit son mouvement ascensionnel et entraîne le métasomatisme, alors que la partie saline progresse plus lentement, tarde à pénétrer et dépose le minerai. Si les conditions sont défavorables à la différentiation, la dissociation des phases ne se réalise pas et il se forme des métasomatites à minéralisation disséminée.

Chapitre 11

MÉTASOMATISME BORÉ ET SODIQUE ET MINÉRALISATION AURIFÈRE

La littérature géologique relative aux corps minéralisés des gisements aurifères, stannifères et de quelques autres a fait état à maintes reprises d'une albitisation métasomatique. On attribue l'apparition de celle-ci à des solutions à caractère sodique, transportant et déposant de l'or et de l'étain, et à la décomposition de complexes sodiques solubles de ces métaux. On note dans ces mêmes gisements le développement d'une tourmalinisation dispersée en veinules disséminées, qui, en général, affecte les horizons surmontant le corps minéralisé ou situés à la partie supérieure. L'époque relative de la tourmalinisation est estimée par divers auteurs de manière quelque peu différente, allant de la phase protométallifère à la phase de minéralisation même. Les études portant sur le métasomatisme des gisements filoniens aurifères et des gisements de schistes noirs ont montré que tant la tourmalinisation que l'albitisation se manifestent dans tous ces gisements dans des proportions diverses. Cela pourrait vouloir dire que les deux manifestations sont le résultat d'un seul et même processus, de l'action d'une seule et même solution présentant une activité élevée du sodium et du bore. Les caractéristiques acido-basiques opposées de ces éléments ne sont toutefois pas en accord avec cette hypothèse. En outre, la tourmaline et l'albite d'origine métasomatique se concentrent de préférence à des niveaux de profondeur différents du gisement ou du corps minéralisé et présentent des indices de non simultanéité. La tourmaline s'observe dans les métasomatites acides protométallifères de la partie supérieure du gisement, en association avec du quartz, plus rarement avec de la séricite et de la pyrite. L'albite métasomatique forme aux horizons intermédiaires et profonds des filons autour des corps métallifères ou à l'intérieur de ceux-ci ; quant à l'époque du dépôt, elle est proche des associations métallifères principales ou contemporaine de celles-ci. Par endroits, les filons d'albite sont eux-mêmes aurifères. Il est vrai que l'albite et la tourmaline ne sont pas toujours dissociées spatialement. Ainsi, dans le district minier de Mourountaou, à certains endroits de la carotte du sondage MS-

3, il y a recouvrement des niveaux auxquels on rencontre la tourmalinisation et l'albitisation en profondeur et les veinules de tourmaline sont entourées d'un liseré d'albite métasomatique. A d'autres endroits de la carotte du même sondage, la tourmaline et l'albite s'observent séparément (fig. 11.1), l'albitisation coïncidant avec les niveaux minéralisés, alors que les zones de tourmalinisation d'intensité maximum sont décalées vers le haut. Dans le gisement de Sovietskoïé la tourmalinisation couronne des corps disjoints. On observe dans la carrière celle qui surmonte le corps supérieur, tandis qu'aux niveaux profonds dans les puits elle est localisée au sommet des autres corps minéralisés. Des circonstances semblables sont typiques et se répètent dans les grandes lignes dans de nombreux gisements aurifères.

Dans certains gisements de type épithermal et de type porphyrique la tourmaline se concentre dans des brèches d'explosion qui se forment par suite de dislocations provoquées par un dégazage massif de bains magmatiques. Ceci témoigne de la concentration en bore et autres constituants volatils au sein des bains magmatiques résiduels. Le lien entre le bore et d'autres constituants volatils, en particulier, le fluor, est corroboré par la teneur élevée de ce dernier dans la composition des tourmalines de certains gisements étudiés. Ainsi, la tourmaline du district minier de Mourountaou renferme jusqu'à 0,72 % de fluor.

Le lien géochimique qui dans un processus hydrothermal existe entre sodium et bore est nettement mis en évidence par l'analyse des données relatives à la composition des eaux qu'on rencontre dans les champs géothermiques de volcanisme actif. Le diagramme, établi d'après les données de A.J. Ellis [1982] (fig. 11.2), montre la relation directe existant entre les teneurs de ces éléments au sein des eaux thermales. Le même travail donne, sur base des résultats de sondages effectués dans des champs géothermiques, la composition des eaux thermales "initiales" profondes, ainsi que celle des eaux remontées du forage. Par rapport à ces dernières, les eaux profondes sont essentiellement appauvries en bore et en sodium, ce qui témoigne d'une différenciation et peut-être d'une stratification des solutions dans le puits de forage dues à la chute de pression et de température avec remontée d'une phase moins dense, enrichie en volatils, en particulier en bore. De sorte que l'analyse des manifestations naturelles de la tourmalinisation dans les champs minéralisés et de la teneur en bore des sources thermales volcaniques met en évidence une connexion assez étroite entre bore et sodium, mais, en même temps, fait aussi apparaître une différence de comportement de ceux-ci, se manifestant à un stade d'évolution déterminé de la solution.

Il existe deux opinions quant à la source du bore des gisements hydrothermaux :
1) apport à partir d'une source magmatique profonde

et 2) redépôt avec extraction à partir des roches encaissantes. Dans la plupart des gisements on observe des auréoles de dissémination du bore, mais aucune auréole d'appauvrissement (de départ). C'est pourquoi il n'y a pas de raison de supposer que le bore a été emprunté directement à l'occasion du métasomatisme périmétallifère des roches encaissantes. Dans ces auréoles la tourmaline présente une teneur élevée en fluor, constituant caractéristique des bains de granitoïdes résiduels profondément différenciés et des fluides qui les accompagnent, mais parallèlement à la tourmalinisation a lieu un métasomatisme sodique du genre albitisation. La confrontation de ces faits permet de supposer que dans les gisements métallifères le bore a, en principe, été apporté par un fluide magmatique. Le bore peut s'intégrer au magma de différentes manières : il peut être apporté par un fluide transmagmatique profond ou être emprunté par un bain à l'occasion d'une substitution magmatique de roches du socle. Il est important de souligner que la majeure partie du bore des métasomatites des champs métallifères est apportée par un fluide magmatogène.

Lors du refroidissement et de la cristallisation subliquidus d'un magma granitoïdique, le bain résiduel s'enrichit en silice, en alcalins et en constituants volatils. Le bore, ayant un rayon ionique réduit, proche de celui de l'ion aluminium, se substitue à cet élément de manière isomorphe dans la structure du bain alumino-silicaté et est retenu au sein du bain résiduel à côté du fluor, tandis que les autres constituants volatils, par exemple, le chlore, sont redistribués au sein de la phase fluide à des stades plus précoces de la cristallisation. L'augmentation de la teneur du bain en bore déplace du côté de l'albite l'eutectique du granite (quartz + albite + feldspath potassique), enrichissant celle-ci en sodium. Dans le domaine subliquidus du système H_2O–NaCl–$NaAlSi_3O_8$ il peut y avoir coexistence de bains, silicaté et salin, et de fluide. L'accumulation de sodium au sein du bain eutectique est alors accompagnée d'une augmentation de la teneur en sodium du bain de sels. Au stade final de la cristallisation du magma, le bore se sépare du bain par suite de la cristallisation d’une partie importante de ce dernier, de sorte que les portions piégées dans la phase saline se trouvent enrichies en sodium et en bore. A mesure que cette phase s'approche de la surface la chute de pression et de température a pour effet d'en séparer la phase fluide, dont le volume s'accroît ; les constituants aisément volatils s'y redistribuent, parmi lesquels le bore, alors que le sodium demeure dans la phase saline. Cette phase, où se concentrent les constituants métalliques et qui s'est enrichie en sodium, est peu mobile ; lors de l'ascension, elle reste sur place par rapport à la phase fluide aisément mobile qui présente une composition anionique et est enrichie, entre autres, en bore., En accord avec les idées de A.A. Marakushev, la phase saline dépose la minéralisation métallique, tandis que la phase fluide donne lieu à un métasomatisme acide prémétallifère comprenant une tourmalinisation. Ainsi, le sodium et le bore sont étroitement

liés entre eux au sein des bains silicaté et salin ; ils se séparent lors de la dissociation de la phase saline avec dégagement d'un fluide acide.

La tourmalinisation ne se manifeste pas toujours de manière intensive. Dans les métasomatites la tourmaline se rencontre parfois sous forme d'un minéral accessoire. Apparemment, le degré de développement de la tourmalinisation est déterminé bien plus par les conditions de précipitation que par la quantité de bore existant dans le fluide magmatogène. La tourmalinisation demande que le métasomatisme acide ait eu lieu à un stade de haute température relativement précoce de l'évolution de la solution hydrothermale, comme cela a lieu dans les gisements porphyriques à cuivre-molybène, les gisements de skarns à borosilicates et les gisements à quartz aurifère des schistes noirs. Mais si le métasomatisme acide se déplace dans la zone de basse température, la tourmalinisation apparaîtra faiblement. Dans ces conditions, le magnésium et l'aluminium se combinent dans des phyllosilicates (chlorites et minéraux argileux), tandis que le bore reste en solution et se dissémine. Une telle situation est caractéristique de certains gisements épithermaux auro-argentifères qui sont accompagnés d'une argilisation périmétallifère, ainsi que des gisements de sulfures aurifères inclus dans les séries de schistes noirs.

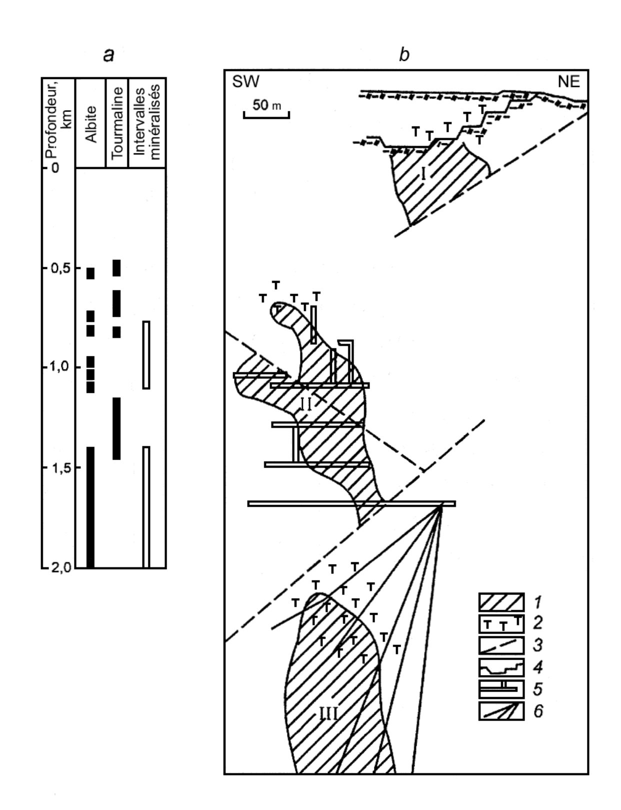


Fig. 11.1. Relations entre les zones d'albitisation et de tourmalinisation de gisements aurifères

a – distribution de l’albite, de la tourmaline et des intercalations minéralisées dans la carotte du sondage MS-5 (district minier de Mourountaou, dans l’ouest de l'Ouzbékistan) ; *b* – localisation des zones de tourmalinisation sur une coupe verticale à travers le gisement de Sovietskoïé. On a projeté sur le plan de la coupe des zones minéralisées II et III la zone minéralisée du secteur de la Carrière (I). *1* – zones minéralisées ; *2* - auréoles de tourmalinisation ; *3* – dérangements ; *4* – gradins de la carrière (indiqués schématiquement) ; *5* – travaux miniers souterrains ; *6* – puits de sondage

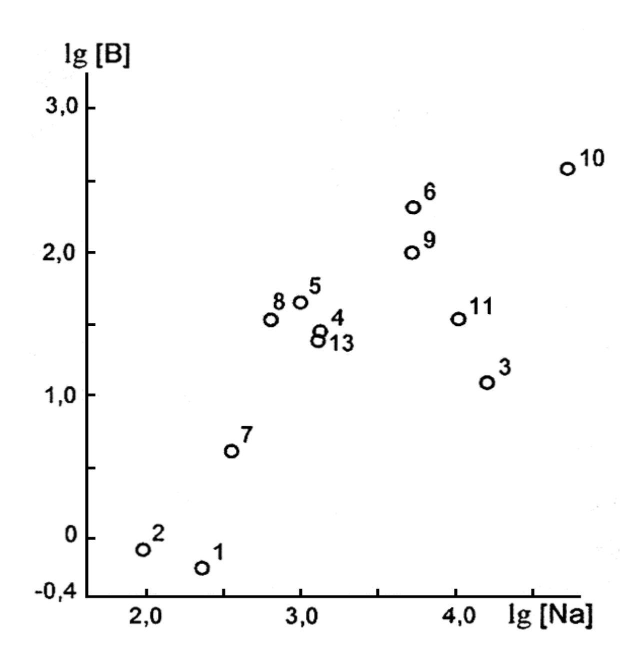


Fig. 11.2. Relations entre bore et sodium des eaux issues de sondages géothermiques du monde

La numérotation des points désigne les champs géothermiques et les sondages qui y ont été effectués [Ellis, 1982].

Chapitre 12

MÉTASOMATISME ET MINÉRALISATION ÉPITHERMALE AURO-ARGENTIFÈRE

La croissance exponentielle au milieu du siècle dernier du nombre de recherches et de publications ayant trait au métasomatisme périmétallifère a régressé dans les années soixante-dix par suite d'une certaine désillusion quant à l'efficacité de ces recherches. On a tiré au clair de grandes difficultés dans la discrimination entre les métasomatites métallifères et une masse générale dans laquelle les variétés stériles sont prédominantes en volume. De plus, on ne connaissait pas les mécanismes liant le dépôt de minerais à l'altération périmétallifère des roches encaissantes et cela provoquait l'incertitude du géologue dans l'utilisation des règles observées empiriquement au cours des prospections et travaux de terrain. L'idée de D.S. Korzhinsky relative au "front d'onde des constituants acides" et au dépôt de minerais au stade alcalin tardif postérieur au stade du métasomatisme acide présentait un caractère trop général, insuffisamment concret. Dans de nombreux cas, d'autres facteurs exercent une influence prédominante sur le dépôt d'un minerai : la température, la fugacité de l'oxygène, du soufre, etc.

Un regain d'intérêt pour l'étude des métasomatites périmétallifères fut lié à l'apparition dans les années quatre-vingt-dix de publications relatives aux gisements aurifères épithermaux. On y prenait en considération les dernières données relatives à la composition isotopique de l'oxygène, de l'hydrogène et du soufre des fluides hydrothermaux donnant lieu aussi bien à des minerais qu'à des métasomatites. Il en est de même des données ayant trait à la composition cationique-anionique des solutions, ainsi que leurs propriétés oxydo-réductrices et acido-basiques [White & Hedenquist, 1995]. Parmi d'autres travaux ce dernier montra la possibilité non seulement de faire la distinction entre métasomatites stériles et métasomatites métallifères, mais aussi de déterminer sur base du métasomatisme périmétallifère le type de minéralisation pour une sphère de gisements donnée.
Les gisements épithermaux se forment à faible profondeur, de l'ordre de 1-2 km, et à une température de 150–300° C avec participation active d’eaux souterraines d'origine météorique. C'est pourquoi les conditions de l'activité hydrothermale sont déterminées en grande partie par la situation paléogéo-graphique et hydrogéologique de la région. V.P. Loginov [1970] a étudié la

relation liant le métasomatisme périmétallifère et la nature de la minéralisation à ces conditions pour les gisements de type sulfuré qui se sont formés, d'une part, dans les séries volcaniques sous-marines et, d'autre part, dans les séries subaériennes. Les différences entre ces deux groupes de gisements de sulfures ont été mises en évidence. Ils comprenaient pour le type "subaérien" un vaste développement d'alunite, de kaolinite et de silicification intense (jusqu'à la formation de quartzites à diaspore et andalousite) et une acidité et oxydation nettement plus faibles des solutions qui ont donné lieu au type "sous-marin" des gisements, dans lequel les roches encaissantes ont principalement subi une séricitisation. Récemment, on a réussi à étendre une telle distinction aux gisements épithermaux auro-argentifères, qui se sont formés dans des conditions d'aération différente des eaux souterraines [Rusinov & Rusinova, 1977]. Ces observations n'ont toutefois pas pu être rattachées de façon suffisamment précise aux différences existant dans la minéralisation. On a seulement réussi à montrer que dans le type "subaérien", on rencontre des cuivres gris à degré d'oxydation supérieur du tellure (goldfieldite).

Les deux premiers types de minéralisation épithermale qui se distinguent par la nature du métasomatisme périmétallifère, ont été subdivisés sous les dénominations : type à adulaire-séricite et type sulfaté acide [Heald *et al*., 1987]. Par la suite, l'étude de la minéralogie des minerais, du milieu physico-chimique du dépôt et de l'isotopie des éléments légers ont permis à N.K. White et J.W. Hedenquist de préciser et de formuler plus complètement les différences de principe existant entre ces types de gisements, auxquels ils ont donné le nom de type à basse sulfurisation (correspondant au type à adulaire-séricite) et de type à haute sulfurisation (correspondant au type sulfaté acide) [White & Hedenquist, 1995]. Le terme de "type à haute sulfurisation" signifie que dans les minerais de ce type il y a participation de paragenèses de sulfures de métaux à état d'oxydation supérieur (As^{5+}, Sb^{5+}, Te^{4+}, Cu^{2+}), par exemple, énargite, luzonite, goldfieldite. En raison de la valence supérieure du métal, ces minéraux présentent également un rapport soufre/métal de valeur élevée. Au contraire, dans les minerais du "type à basse sulfurisation", les métaux sont de valence inférieure (As^{+}, Sb^{3+}, Te^{2+}, Cu^{+}) et les minéraux correspondants présentent un rapport soufre/métal de valeur réduite. Les deux types de gisements en question sont formés par des fluides se distinguant par leur composition chimique. Les fluides des gisements du type à basse sulfurisation sont analogues aux sources thermales des forages des champs géothermiques actuels. Ils présentent un indice d'acidité proche de la neutralité et un caractère relativement réducteur. Les systèmes à haute sulfurisation sont associés à des fluides acides se formant dans un contexte magmatique-hydrothermal [White & Hedenquist, 1995] et présentant un caractère oxydant.

Les études isotopiques ont montré que, dans un contexte à basse sulfurisation, il y a dans les sources thermales prédominance d'eaux météoriques, bien que l'on y trouve également la présence d'eau et de gaz magmatiques (CO_2, SO_2, HCl) [Hedenquist & Lowenstern, 1994]. En profondeur, dans la zone où ils ont pris naissance, les fluides de ce type étaient en équilibre avec les roches encaissantes ; aussi, présentaient-ils un caractère de sources thermales neutres et réductrices dans lesquelles les principales formes dissoutes étaient CO_2, H_2S et NaCl. L'arrivée du fluide dans une zone de faible profondeur et de basse pression donne lieu au dégagement de la phase gazeuse enrichie en CO_2 et H_2S. Le gaz se condense à proximité de la surface dans les eaux phréatiques où le dioxyde d'hydrogène s'oxyde au contact de l'oxygène atmosphérique et donne naissance à des eaux sulfatées ultra-acides, réchauffées par la vapeur, présentant un pH = 2–3 à T = 100° C. En parallèle, dans la zone d'oxydation du dioxyde d'hydrogène a lieu un intense métasomatisme acide avec silicification des roches et lessivage de tous ou presque tous les constituants, à part la silice et en partie l'alumine. Il se forme des couches obliques ou des lentilles de monoquartzites, des quartzites à alunite et à kaolinite qui passent brusquement vers le bas à des métasomatites à quartz-séricite-adulaire, formant des zones à fort plongement. C'est précisement dans les parties axiales de telles zones du métasomatisme qui s'est effectué en milieu faiblement acide, que se répartissent les corps minéralisés. C'est pourquoi l'explication de la zonalité métasomatique présente de l'importance en vue de déterminer la localisation du débit de fluides et, par conséquent, l'emplacement le plus probable de la minéralisation. La figure 12.1 et le tableau 12.1 donnent une comparaison des environnements relatifs à ces deux types de gisements.

En mettant à profit la similitude existant entre le système métallifère qui vient d'être décrit et les systèmes géothermiques actifs actuels, dans lesquels on mesure directement les températures auxquelles se forment les paragenèses minérales des roches altérées, il est possible de tracer les paléoisothermes des systèmes métallifères d'après les paragenèses des minéraux métasomatiques. Il est important de déterminer la position des paléoisothermes afin d'évaluer le niveau d'érosion recoupant le système épithermal. La plupart des minéraux épithermaux se déposent dans un intervalle de température de 180 à 200° C, ce qui laisse présumer une profondeur de 100 à 800–1500m inférieure à celle

Tableau 12.1. **Caractéristiques comparatives des gisements épithermaux à basse et à haute sulfurisation d'après [White & Hedenquist, 1995], complété**

Propriétés caractéristiques	Types de gisements	
	A haute sulfurisation	A basse sulfurisation
Morphologie des corps minéralisés	Prédominance de zones de dissémination et de corps métasomatiques	Prédominance de filons et de zones de stockwerks
Minéraux filoniens	Quartz, baryte	
	adulaire, illite, séricite, calcite, calcédoine	kaolinite, pyrophyllite, diaspore, alunite
Minéraux métalliques	Pyrite, sphalérite, galène, chacopyrite, tétraédrite-tennantite, or	
	énargite-luzonite, covelline	arsénopyrite, électrum, tellurures, séléniures
Exemples de gisements	Goldfield (USA), Summitville (USA), El (Chili), Rodalquilar (Espagne), Lepanto (Philippines)	Emperor (Fidji), Golden Cross (Nouvelle Zélande), Porgera (Nouvelle Guinée), Round mountain (USA), Karamken (Russie)

du paléoniveau des eaux phréatiques [Hedenquist & Henley, 1985]. Si dans un site mis au jour les minéraux se sont formés à une température supérieure à 200–250° C, cela signifie que le système est profondément érodé et qu'il présente, dès lors, peu d'intérêt au point de vue minéralisation. Si les minéraux se sont formés à basse température, ceci est l'indice d'une érosion peu importante du gîte métallifère, ce qui rend possible la découverte de minerai en profondeur. Les auteurs cités signalent, à titre de bons indicateurs de paléotempératures, les minéraux argileux à espaces interfoliaires variables. Une augmentation de la température entraîne la transformation de la smectite (dont la stabilité dans des conditions hydrothermales naturelles est limitée à une température inférieure à 160° C) en illite-smectite et ultérieurement en illite qui est stable au delà de 220° C [Reyes, 1991]. Un telle séquence est notamment propre aux métasomatites périfiloniennes des gisements épithermaux auro-argentifères à mesure que l'on se rapproche du filon, comme c'est, par exemple, le cas dans les gisements de Baleïskoïé (Transbaïkalie) et Karamken (nord-est de la Russie). Les filons métallifères renferment de l'adulaire et de la calcite, indiquant par là que les conditions de formation du minerai sont moins acides que dans le métasomatisme périfilonien. Les minéraux sensibles à la température comprennent les zéolites (T inférieure à 200–220° C), l'épidote (T supérieure à 200-240° C) et aussi la biotite et les amphiboles, de températures encore plus élevées, apparaissant dans les parties situées à la racine de la minéralisation épithermale.

Dans un milieu de haute sulfurisation, les fluides se dégagent d'une source magmatique relativement oxydée [White & Hedenquist, 1995] et remontent sans interaction appréciable avec les roches encaissantes. Les gaz entrant dans la composition du fluide peuvent être absorbés par les eaux phréatiques avec dismutation des gaz sulfureux :

$SO_2 + H_2O + ½ O_2 = H_2SO_4$.

Ceci donne naissance à des solutions oxydées ultra-acides (pH = 0–2) et bouillantes (200–300° C) qui, en réagissant avec les roches encaissantes, entraînent un métasomatisme acide avec silicification et lessivage de la plupart des constituants de la roche. La présence de sulfure d'hydrogène à côté d'acide sulfurique contribue à la précipitation simultanée de sulfures métalliques sous la forme d'une dissémination et d'un réseau de minces filonnets. Le milieu ultra-acide où se forme la minéralisation se répercute dans la création de minéraux tels que la kaolinite, l'alunite, la pyrophyllite, le diaspore, etc. Certains de ces minéraux sont, en outre, sensibles à la température. Ainsi, le champ de stabilité de la pyrophyllite en présence de quartz est supérieur à 320–360° C, alors que la zunyite et la topaze se forment au delà de 260° C [Reyes, 1990]. Dans la littérature étrangère on rapporte les associations des minéraux énumérés à une "altération argilitique avancée", tandis que dans la littérature russe on les range parmi les associations des quartzites secondaires. Dans ces dernières, c'est-à-dire dans les métasomatites les plus acides, se localisent des zones de minéralisation. Ceci constitue encore une des différences par rapport au type à adulaire-séricite, dans lequel la minéralisation métallique est rapportée aux métasomatites les moins acides.

Lorsque l'on compare les types de minerais qui viennent d'être cités, un élément essentiel à prendre en compte est que les quartzites à alunite peuvent se présenter sous ces deux types, mais sont alors de nature différente : dans le type à basse sulfurisation (à adulaire-séricite) ils se forment dans la zone d'oxydation du sulfure d'hydrogène par les eaux superficielles, alors que dans le type à haute sulfurisation (sulfaté acide) ils se forment directement dans la zone de dépôt du minerai à une profondeur qui n'est pas inférieure à environ 0,5–1 km. C'est pourquoi il est important de distinguer les métasomatites acides qui ont pris naissance au cours : 1) d'un processus hydrothermal dont l'acidité est conditionnée par des gaz magmatiques, 2) de la formation en surface d'eaux sulfatées acides, échauffées par de la vapeur, 3) de l'altération superficielle posthydrothermale des minéraux sulfurés.

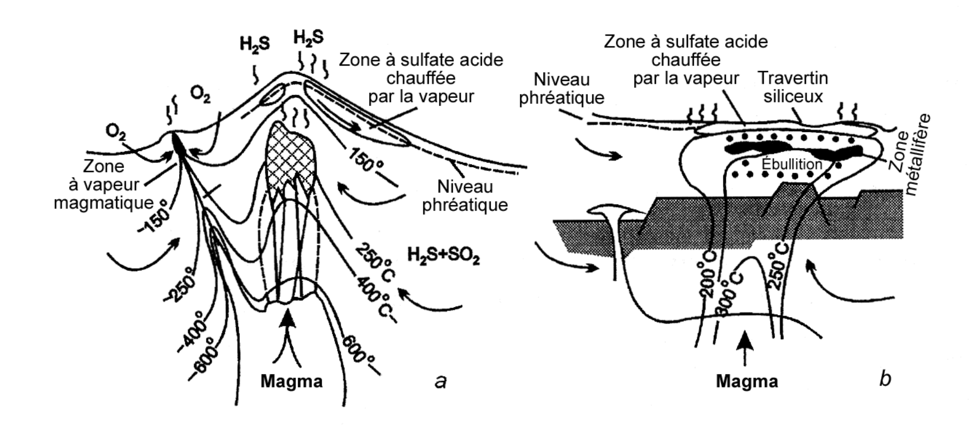


Fig.12.1. Schéma montrant la différence entre milieux de "haute" et de "basse sulfurisation" des gisements aurifères épithermaux d'après [White & Hedenquist, 1995]

Troisième partie

LES FAMILLES DE ROCHES MÉTASOMATIQUES

Chapitre 13

CLASSIFICATION DES ROCHES MÉTASOMATIQUES

L'étude des systèmes naturels montre de manière éloquente qu’il y a entre les gisements métallifères et les différents types de formations métasomatiques une liaison étroite dans l’espace et une diversité de relations mutuelles en ce qui concerne leur âge et leurs caractères génétiques. Les travaux permettant de dresser l’inventaire des métasomatites et d’établir des prévisions métallogéniques exigent que leur grande diversité puisse être caractérisée en partant d’une classification en catégories rigoureusement déterminées. La solution de ce problème réclame une classification appropriée des roches métasomatiques.

La classification de roches quelles qu’elles soient peut faire l'objet d'un assentiment général et être appliquée avec succès, si elle reflète objectivement les variétés de roches qu'on rencontre systématiquement dans la nature et si l'on a élaboré des critères précis permettant, sur base d'indices réellement observés, de ranger une roche dans tel ou tel type de la classification. L'établissement d'une pareille classification représente, pour les métasomatites, un problème nettement plus complexe que pour les autres types de roches. A titre d’exemple, la composition des roches magmatiques est déterminée en gros par la composition des bains magmatiques et leur structure par les conditions de cristallisation de ces derniers. Aussi est-il, dans la détermination d'une roche magmatique, suffisant de connaître sa composition et sa structure. Ces mêmes caractéristiques sont à la base de la systématique et de la détermination des roches sédimentaires et métamorphiques. Pour la détermination précise d'une roche métasomatique, il est tout à fait insuffisant de connaître la composition et la structure de celle-ci. Ceci est lié au fait que la composition et la structure des métasomatites sont affectées simultanément par les particularités des roches soumises à altération, le degré des remaniements métasomatiques qu’elles ont subis et les propriétés des solutions. L'action de solutions identiques donne lieu à un complexe de métasomatites, liées spatialement et génétiquement, de composition et structure différentes, qu'il est, dans les levés de terrain, indispensable de rapprocher. En revanche, compte tenu des différents processus hydrothermaux et métasomatiques, se caractérisant principalement par une spécificité minérale distincte, il peut se former des métasomatites de composition similaire et des structures dont il est néanmoins indispensable de faire la distinction dans les levés de terrain. Dans la détermination correcte des métasomatites, les indices

qui caractérisent les processus pétrogénétiques dans leur ensemble et, avant tout, les propriétés des solutions, revêtent une importance fondamentale.

État de la question. Les premières ébauches de classification des métasomatites aboutirent à une subdivision de celles-ci basée sur le caractère du minéral néoformé [Lindgren, 1901, 1918, 1934-1935; Schwartz, 1939] ou sur la composition de l'élément chimique apporté [Goldschmidt, 1933; Eskola, 1920; Barth, Correw et Eskola, 1939; Turner, 1951]. Dans les années cinquante, les travaux de D.S. Korzhinsky [1953], N.I. Nakovnik [1954], V.A. Zharikov [1956, 1959] introduisent la notion de "formation" (de "famille") dans l'étude et la systématique des métasomatites. C'est cet aspect qu'on adopta sous les termes *skarns, greisens, bérésites, propylites, quartzites secondaires*. Sous chacun de ces termes on distinguait un ensemble de roches liées à un processus pétrogénétique rigoureusement défini. Ainsi, N.I. Nakovnik [1954] proposa de considérer les quartzites secondaires comme un complexe génétique, indépendant, de roches encaissant des minéralisations métalliques, se caractérisant par un ensemble typique d'indices géologiques, pétrographiques, minéralogiques et métallifères. Une argumentation scientifique catégorique portant sur la nécessité d'introduire la notion de "formation" (de "famille") pour aborder la systématique des processus métasomatiques fut donnée pour la première fois par V.A. Zharikov en 1956. Il montra que les appellations et systématiques employées dans la littérature, faisant appel à un minéral de néoformation ou à un élément chimique apporté, sont impropres pour la classification des métasomatites, car c'est l'ensemble des différentes modifications chimiques et minérales se produisant de façon synchrone dans les différentes parties du corps géologique soumis à l'action de solutions hydrothermales qui s'avère être le trait caractéristique de pratiquement tout processus métasomatique. Des efforts tendant à l'élaboration de la notion de "formation" (de "famille") en vue de la classification des métasomatites et des travaux de terrain furent consentis par V.A. Zharikov et B.I. Omelyanenko [1965, 1966, 1978, 1992], D.V. Rundqvist et I.G. Pavlova [1974], G.M. Belyaev et V.A. Rudnik [1978], Ye.V. Plyushchev [1978], A.Ye. Shlygin et V.D. Gukova [1981], V.V. Zhdanov [1983], O.N. Gryaznov [1992]. Le développement de l'approche basée sur la notion de "formation" (de "famille") pour l'étude des métasomatites a été fortement influencé par les travaux des six conférences de l'Union sur le métasomatisme périmétallifère, organisées à Léningrad de 1963 à 1987, de même que ceux des conférences régionales sur ce problème, consacrées en particulier aux métasomatites de la région de l'Oural. A l'heure présente, la nécessité d'une telle approche dans l'étude des métasomatites est universellement admise parmi les spécialistes des pays de la CEI. D'autre part, chez les chercheurs ont surgi de nombreux désaccords de principe quant au contenu sémantique des termes *formations métasomatiques* et *faciès métasomatiques*, appellations qui sont

appliquées à des types de métasomatites différents, à la nature des rapports entre métasomatites et processus magmatiques – en particulier, métamorphiques –, aux relations mutuelles entre différents types de métasomatites. On a ébauché différentes approches pour les levés de terrain relatifs aux roches métasomatiques et l'exploitation des résultats de ceux-ci pour la prévision et la recherche de gisements. Beaucoup de difficultés surgissent en raison de l'absence d'un principe unique quant à l'appellation des métasomatites dont on parlera plus loin.

Traits généraux des familles de métasomatites. Une classification est un reflet abrégé et schématisé des principales particularités des métasomatites. Elle s'appuye sur une série de points de vue résumant l'expérience acquise dans l'étude des phénomènes métasomatiques, entre autres :

- l'action de solutions de l'un ou l'autre type génétique donne lieu à un ensemble de roches métasomatiques dont la composition et la structure sont déterminées par les propriétés de ces solutions, la composition et la structure des roches de départ et le degré d'altération métasomatique de celles-ci ;
- tout corps métasomatique, formé par l'action des solutions hydrothermales d'un type génétique déterminé présente une structure zonaire qui peut être caractérisée sous forme d'une colonne métasomatique (pour la formation d'un corps métasomatique en milieu homogène) ou de colonnes métasomatiques (pour la formation d'un corps en milieu hétérogène) ;
- la composition d'une zone interne (d'arrière) caractérise l'établissement de conditions d'équilibre entre la roche et la solution de départ ; elle est, en gros, déterminée par les propriétés de la solution ;
- la composition de la zone externe (d'avant) caractérise l'établissement de conditions d'équilibre entre la roche et la solution épuisée; elle est, en gros, déterminée par la composition de la roche ayant subi l'altération ;
- dans tout processus de métasomatose hydrothermale des roches on distingue un stade précoce et des stades terminaux au cours desquels a lieu la formation de filons, filonnets, ciment de brèches et altérations périfiloniennes associées, se superposant aux métasomatites de formation précoce ;
- les altérations de roches qui sont les plus importantes en termes d'échelle et déterminent les principaux caractères typomorphes des métasomatites, sont liées au stade précoce du processus de métasomatose hydrothermale ;
- aux stades terminaux, les propriétés des solutions hydrothermales se modifient, ce qui conduit au développement dans les limites du corps métasomatique d'associations minérales plus tardives, se superposant aux métasomatites formées plus hâtivement ;
- contrairement à la métasomatose du stade précoce affectant les roches sur un front compact, les transformations métasomatiques des stades plus tardifs qui ont eu lieu sporadiquement, tendent à affecter les filons, filonnets, zones de

fissurabilité, compliquant et masquant quelque peu la structure zonaire des auréoles métasomatiques du stade précoce ;
- à de rares exceptions près, la minéralisation métallifère se forme aux stades terminaux des processus de métasomatose hydrothermale ;
- les termes auxquels on recourt dans les systèmes de classification des roches métasomatiques se rapportent toujours à celles qui proviennent du stade précoce ; les transformations apparues aux stades tardifs sont caractérisées par un terme complémentaire (par exemple, bérésite avec chloritisation subséquente) ;
- prennent part à la composition des corps métasomatiques cinq espèces de minéraux :
  a) minéraux formés au stade précoce (primitif) du processus de métasomatose hydrothermale ;
  b) minéraux des roches de départ conservant leur stabilité lors de la métasomatose ;
  c) minéraux résiduels, non entièrement substitués qui, en dépit de leur instabilité lors de la métasomatose, mais en vertu de diverses causes favorisant l'incomplétude des réactions métasomatiques, se sont conservés dans les roches ayant subi la métasomatose ;
  d) minéraux formés aux stades terminaux du processus et se développant au détriment de tous les minéraux formés antérieurement ;
  e) minéraux entrant dans la composition des filons, filonnets, ciment de brèches, qui se sont formés par suite du remplissage de cavités libres.

Parmi les points de vue communément admis il y en a beaucoup qui ne concernent que certains types de métasomatites. Ainsi, on n'a émis aucun doute quant au lien génétique existant entre certaines d'entre elles et des formations magmatiques déterminées. Toutefois, pour d'autres types de roches métasomatiques un tel lien est difficilement démontrable. On est loin d'avoir, pour tous les types de métasomatites, établi des relations réciproques au point de vue âge et au point de vue génétique. Et c'est bien ce qui prête le flanc à la critique et rend vulnérables des classifications établies sur l'appartenance des métasomatites aux différents types de roches magmatiques et aux différents stades du processus hydrothermal [Zharikov, 1956, 1966; Zharikov et Omelyanenko, 1965, 1978]. Ce qui est nettement moins discutable, c'est la classification dans laquelle les associations de métasomatites réellement observées dans la nature sont réparties d'après les particularités caractérisant les propriétés d'acidité-basicité des solutions et la température de celles-ci [Zharikov, Omelyanenko et Pertsev, 1992]. Malheureusement, une telle classification est plus formelle et ne reflète pas les rapports génétiques importants qui ont déjà été établis pour certains types de métasomatites. On peut éliminer cette carence partiellement grâce à l'introduction dans la classification de caractéristiques complémentaires (tableau

13.1, voir le dépliant). Une telle voie a paru être la voie la plus productive dans l'élaboration de la classification proposée.

Principes de base d'une classification des métasomatites. Le schéma idéal de toute classification peut s'exprimer symboliquement par une succession de termes : "brique - maison - quartier - ville", c'est-à-dire qu'on doit y trouver des éléments relatifs à des niveaux d'organisation tant inférieurs que supérieurs. Si ces éléments se manifestent réellement dans la nature et sont fixés de manière précise en se basant sur les méthodes habituelles de la géologie, alors une pareille classification aura des chances d'être admise parmi les spécialistes. En ce qui concerne les roches métasomatiques, de telles catégories de classification sont les suivantes.

A. Zone de la colonne métasomatique, représentant un corps naturel formé par une paragenèse déterminée de minéraux se trouvant en équilibre. La zone de la colonne est le terme élémentaire primitif de l'échelle hiérarchique des catégories de la classification relative aux roches métasomatiques. De telles zones peuvent être déterminées en recourant aux méthodes habituelles de la géologie à l'aide de la documentation et de l'étude microscopique de lames minces.

B. Colonne (faciès) métasomatique, représentant l'ensemble des zones métasomatiques, disposées dans une succession déterminée et formées aux dépens de roches d'une constitution déterminée. A la désignation de chaque faciès on associe la désignation de la roche de départ (par exemple, greisen apogranitique, apocarbonatique, etc.). La constitution des colonnes repose sur l'étude de lames minces, prélevées en travers de l'extension des corps métasomatiques. Bien que, dans les grandes lignes, la diversité des faciès soit déterminée par la composition des roches de départ, dans nombre de cas, ces faciès peuvent aussi se distinguer en fonction des variations déterminées dans les valeurs des paramètres intensifs (température, pression, pH, Eh, potentiels chimiques des constituants parfaitement mobiles), propres à tel ou tel processus pétrogénétique. Par exemple, pour les propylites, ce sont des faciès à actinolite-épidote, à épidote-chlorite ou à chlorite-carbonate qui, suivant la température, ont pu être favorisés.

C. Formation ou famille métasomatique, représentant un ensemble de faciès matésomatiques, formés sous l'action de solutions d'un type pétrogénétique déterminé. La formation (famille) est considérée par les auteurs comme représentant un élément principal de classification. Étant donné l'importance exceptionnelle de cette notion, on donnera plus loin une explication spéciale du sens géologique de celle-ci.

D. Groupe de formations (familles) métasomatiques génétiquement apparentées (associées), représentant un ensemble de métasomatites formées consécutivement, appartenant à divers types de familles et se rapportant à un même cycle hydrothermal. De pareils groupes se distinguent par le type de magmatisme dont ils dépendent et la profondeur de manifestation de celui-ci. S'ils sont, par exemple, liés à un magmatisme granitoïdique intrusif d'une étape déterminée, il peut y avoir formation de métasomatites silico-alcalines (produits de granitisation), de skarns magnésiens, de métasomatites feldspathiques, de skarns calcaires, de greisens, qui constituent un même groupe de familles métasomatiques associées. Dans les levés de terrain relatifs à des métasomatites couvrant de vastes régions, où se présentent des manifestations magmatiques de diverses étapes, la distinction des familles métasomatiques associées peut s'avérer utile dans un but de prévision métallogénique. Cette catégorie de classification correspond en volume à peu près à la "formation du métasomatisme régional" de Ye.V. Plyushchev [1978] ou au "complexe pneumato-hydrothermal (fluidogène)" de A.Ye. Shlygin et V.D. Gukova [1981]. Dans la plupart des cas, il se trouve que les données sont insuffisantes pour établir une systématique des métasomatites à ce niveau, étant donné que les cartes correspondantes comprennent un élément hypothétique.

La famille métasomatique, base d'une classification des métasomatites. La forte pénétration dans les sciences géologiques de l'analyse basée sur la notion de formation (de famille) a permis de systématiser et coordonner entre elles de nombreuses données relatives aux roches magmatiques et sédimentaires, ainsi qu'aux gisements métallifères. Il est universellement admis que l'analyse métallogénique est le fondement de la métallogénie. Étant donné que la formation métasomatique (famille métasomatique) constitue un cas particulier de la formation géologique, elle doit entièrement répondre à la valeur sémantique fondamentale de ce terme. Des occasions d'utilisation à large échelle du terme "formation" dans l'étude des différentes séries géologiques sont données par la définition de N.S. Shatskiy [1964], selon laquelle les formations sont des complexes, communautés ou associations naturelles de roches dont les unités individuelles présentent des liens mutuels étroits de nature paragénétique tant en âge qu'en rapports spatiaux. Si les minéraux sont des paragenèses d'éléments et les roches des paragenèses de minéraux, les formations géologiques sont des paragenèses de roches. Il y a de nombreuses autres définitions de ce terme qui traduisent bien les difficultés objectives qu'on rencontre en essayant de déterminer les limites d'une formation d'une façon claire et nette.

Les spécialistes dans le domaine de l'analyse basée sur la notion de formation (de famille), Yu.A. Kuznetsov [1964], N.S. Shatskiy [1965], N.P. Kheraskov [1967], ont souligné la nécessité d'étayer la formulation de toute notion géologique par des éléments qui puissent être établis par les méthodes habituelles de la géologie. Il ne faut pas que l’on recoure à des éléments hypothétiques pour définir des notions aussi cruciales en géologie que la "formation". Dans la définition de pareilles notions il ne doit rien intervenir que nous ne puissions observer et étudier, sans quoi chaque chercheur donnera à celles-ci sa propre interprétation qui dépendra entièrement, parmi les hypothèses pétrologiques, de celle qui lui conviendra le mieux. Il faut pourtant bien constater qu'aucune des formulations de la notion de "formation géologique" ne répond dans une pleine mesure à cette exigence. Bien que la formation constitue un groupe d'unités géologiques d'existence réelle dont l'étude et les travaux de terrain sont directement accessibles, il est peu probable qu'il soit possible d'en donner une définition dépourvue d'ambiguïté. Cette constatation s'applique intégralement à la notion de "formation métasomatique". C'est pourquoi, outre la formulation de cette notion, il est important d'en éclaircir le contenu sémantique.

L'introduction dans l'étude et la classification des métasomatites de la notion de "formation" s'appuie sur le fait parfaitement établi de l'existence d'ensembles solidaires, étroitement liés, de roches métasomatiques se manifestant, en règle générale, dans diverses régions, dans un environnement géologique similaire. Tout pareil ensemble se forme sous l'action de solutions d'un type génétique déterminé. Il faut bien reconnaître que dans la nature il existe un nombre restreint de types génétiques de solutions hydrothermales. Chaque type de solution se forme dans des conditions géologiques déterminées. L'interaction d'une telle solution avec des roches de constitutions diverses détermine la formation d'un ensemble de roches métasomatiques qu'on réunit sous le terme de "formation métasomatique" ou de "famille métasomatique".

La première tentative de formuler la notion de "formation métasomatique" fut entreprise par V.A. Zharikov [1956, 1968]. D'après l'opinion de celui-ci, on peut définir une formation métasomatique comme un ensemble de faciès métasomatiques élaborés au cours d'un même processus pétrogénétique (ou d'un même processus géologique, génétiquement unique).

Par la suite, cette définition fut précisée [Zharikov et Omelyanenko, 1978]. Il fut proposé de désigner une formation métasomatique comme un ensemble naturel individualisé de faciès métasomatiques, se caractérisant par un seul et unique ensemble minéral déterminé et une seule et unique situation géologique déterminée. Malheureusement, les formulations précitées exigent manifestement des

éclaircissements complémentaires : que convient-il de comprendre par processus pétrogénétique (géologique) unique ou par situation géologique déterminée ?

D.V. Rundqvist et I.G. Pavlova [1974] considèrent une formation de métasomatose hydrothermale comme étant une variété parmi les formations géologiques. Elle peut être définie comme un ensemble, conforme à une norme, statistiquement stable, de roches métasomatiques liées par une structure commune. Dès lors, la structure d'une formation se perçoit comme un type de liaison spatio-temporelle reflétant l'arrangement ordonné des roches qui la composent.

Suivant la définition donnée par B.I. Omelyanenko [1978], il a été proposé d'entendre par formation métasomatique un ensemble de roches métasomatiques se caractérisant par une série d'indices statistiquement stables qui se maintiennent dans les limites d'une province métallifère et se répètent dans d'autres régions dans des conditions géologiques similaires. Font partie de pareils indices : la place occupée dans l'histoire de l'évolution géologique de la région ; la nature du lien avec un type déterminé de magmatisme ; les particularités de la composition minérale et chimique ; la spécificité métallogénique et géochimique ; les conditions de localisation ; la normalité de la structure des corps métasomatiques.

L'énumération qui précède donne les principaux indices se rapportant à la formation. L'ensemble de ces indices ne caractérise pas seulement les traits propres aux roches métasomatiques comme telles, mais aussi ceux qui sont spécifiques aux processus pétrogénétiques. Il peut y avoir dans des types de formation différents coïncidence de certains indices ; néanmoins l'intégralité de ceux-ci s'avère être une condition nécessaire et suffisante de définition de l'appartenance à une "formation" de métasomatites [Omelyanenko, 1975].

O.N. Gryaznov [1992] propose d'entendre par "formation métasomatique" une association constante de roches métasomatiques, résultant de la mise en œuvre d'un processus pétrogénétique unique dans le temps et dans l'espace.

Il est typique que les auteurs de toutes les formulations citées ci-dessus confèrent au concept de formation métasomatique un sens identique, se rendant par ailleurs compte qu'on ne peut pas donner de ce terme une définition telle qu'elle exclurait la possibilité d'une interprétation différente de celui-ci.

Le faciès métasomatique s'avère être un élément de classification singulier. Suivant la définition de V.A. Zharikov [1956, 1959, 1968], il représente un ensemble de roches métasomatiques formées dans différentes zones d'une colonne métasomatique unique, en fait, d'un complexe de modifications liées à

l'action d'un type déterminé de solutions sur des roches d'une composition de départ identique dans des conditions extérieures déterminées (température, profondeur, degré de mobilité, activité des composants parfaitement mobiles). D'après la définition de B.I. Omelyanenko [1978], le faciès métasomatique représente un ensemble de roches métasomatiques formant une colonne métasomatique déterminée. Il n'est pas difficile de voir que la première définition est donnée par l'intermédiaire de caractéristiques causales, tandis que la seconde l'est par l'intermédiaire de caractéristiques dérivées, mais ayant été observées directement ; pourtant, les deux définitions sont essentiellement équivalentes. Si chaque faciès est décrit par un ensemble de zones métasomatiques, une formation métasomatique est décrite par l'ensemble de tous les faciès entrant dans sa composition.

Le cycle hydrothermal, les stades de celui-ci, lien avec le magmatisme et la minéralisation. Il existe entre les métasomatites des différents types de formations des relations spatio-temporelles et génétiques mutuelles diverses. Certaines d'entre elles représentent les dérivés successifs d'une même étape d'activité postmagmatique, d'autres se rapportent à des étapes d'âges différents. C'est la mise en évidence des relations entre métasomatites de différents types de formation et magmatisme et de leurs relations mutuelles qui détermine le succès de l'utilisation des résultats de la cartographie pour l'analyse métallogénique, les prévisions et les recherches de gisements. C'est une grande importance pour la solution de ces questions que revêt la compréhension des lois les plus générales du développement des processus métasomatiques hydrothermaux.

L'analyse du développement du métasomatisme dans l'histoire tectono-magmatique de l'évolution des régions plissées a permis de faire voir qu'à chaque étape d'un cycle tectono-magmatique, au sens où l'entendent Yu.A. Bilibin [1955] et I.G. Magakian [1959], correspond un cycle hydrothermal fini [Zharikov et Omelyanenko, 1965]. On entend par cycle hydrothermal une période finie d'activité hydrothermale, se caractérisant par l'évolution, suivant certaines lois, de la constitution et des propriétés des solutions magmatiques. La littérature rapporte des faits concluants confirmant cette position [Skoroskelpin, 1974; Velichkin et Volovikova, 1978]. La notion de cycle hydrothermal donne non seulement la possibilité de décrire un ensemble naturel de processus métasomatiques hydrothermaux, mais permet aussi d'établir un parallèle entre la manifestation d'une activité hydrothermale et d'autres processus géologiques, au premier plan, le magmatisme. Une confrontation de ce genre suppose qu'une activité hydrothermale peut être liée aussi bien à des massifs magmatiques concrets qu'à tout ensemble de manifestations magmatiques de chaque étape définie d'un cycle tectono-magmatique.

La majorité écrasante des types de métasomatites connus se caractérise par le lien de celles-ci avec telles ou telles formations magmatiques. Dans certains cas, ce lien est direct, génétique, s'exprimant par la mise exceptionnelle en coïncidence des métasomatites avec des corps magmatiques d'une composition déterminée ou avec leurs exocontacts. Dans d'autres cas, les métasomatites peuvent se situer à une distance importante des corps magmatiques, se trouver sensiblement à l'écart, à l'époque de leur formation. D'autre part, ici aussi s'observe un lien entre le type de métasomatite et la nature des formations magmatiques les plus proches de celles-ci en âge. Dans de tels cas, on parle de lien paragénétique. Il n'y a même aucun doute quant à l'existence des interdépendances signalées, quand, de la façon la plus générale, on met en regard les particularités des formations métasomatiques hydrothermales qui se sont développées dans des régions où s'est manifesté un magmatisme de granitoïde, alcalin, ultrabasique alcalin, gabbroïde à caractère intrusif ou, par exemple, dans des régions où s'est manifesté un volcanisme acide ou basique.

Les termes utilisés pour la désignation des formations métasomatiques. Dans la désignation des formations métasomatiques les termes les plus appropriés sont ceux qui, dès le moment même de leur apparition, ont désigné un ensemble de roches formées sous l'influence de solutions d'un type déterminé (par exemple, skarns magnésiens, gumbéites, eisites, fénites). Certains termes ont, au cours de leur évolution, acquis un sens formationnel, bien qu'ils aient initialement désigné une roche de constitution et d'aspect extérieur déterminés. C'est à de pareils termes qu'appartiennent, par exemple, les noms de greisen, skarn, bérésite. L'emploi de ces termes au sens formationnel large rencontre des objections fondées de la part de certains chercheurs [Rundqvist *et al*., 1971]. Ceux-ci considèrent qu'il convient de réserver à un terme le sens initial que ceux-ci lui ont donné et de séparer les notions de greisen et de formation à greisen, de bérésite et de formation à bérésite, etc. Cette démarche paraît judicieuse, car elle permet d'éviter une interprétation différente d'un seul et même concept. Toutefois, si au début d'un travail il a été signalé qu'un terme est utilisé au sens formationnel et si le sujet est entièrement consacré à la formation, est-il peu probable qu'il soit utile de répéter à maintes reprises le mot de formation.

Il convient de considérer comme très peu heureux des termes faisant allusion au minéral néoformé le plus typique (granites albitisés, métasomatites à chlorite-tourmaline) ou à un élément chimique apporté (métasomatites silico-alcalines, métasomatites potassiques). Certains de ces termes ont traditionnellement été utilisés dans un sens formationnel, d'autres ont acquis un tel sens au cours des dernières années. Une part importante de pareils termes a envahi la littérature géologique à un point tel que le remplacement de ceux-ci par des termes

nouveaux conduirait inévitablement à une situation inextricable dans les concepts qui se sont installés et il est peu probable qu'elle recueillerait l'assentiment de la majorité des chercheurs. Sous ce rapport, il a fallu, dans la classification proposée, recourir à des termes construits sur base d'un principe différent. Il n'y a pas de doute que cette classification présente une insuffisance manifeste, quoique inévitable. Par ailleurs, l'unité de sens de la classification est sauvegardée, puisqu'à tous les termes on donne une acception formationnelle.

Il n'est pas rare que dans la littérature géologique on fasse appel à des appellations différentes pour les mêmes métasomatites. Dans la classification proposée par les auteurs, on a employé les appellations le plus largement répandues et l'on a mis entre parenthèses les autres termes qui se rencontrent dans la littérature.

La spécialisation métallogénique des métasomatites. Il peut y avoir entre les processus de transformation métasomatique et les dépôts minéralisés les rapports suivants :

a) ils peuvent apparaître simultanément, la minéralisation étant localisée dans des zones déterminées de la colonne métasomatique;
b) la minéralisation a lieu un peu plus tard que les métasomatites, comme résultat de l'évolution d'un processus hydrothermal commun (type de minéralisation associée);
c) les métasomatites et la minéralisation ne sont pas liées génétiquement, les premières servant néanmoins de milieu encaissant favorable vis-à-vis de la minéralisation.

La classification distingue, dès lors, des éléments métallifères synchrones, associés et superposés. Le type de minéralisation synchrone est typique des gîtes à métaux rares, formés à haute température, le type de minéralisation superposé est celui qui est le plus typique des skarns; ceux-ci, constituant un milieu chimiquement actif, favorisent en grande partie la précipitation d'éléments métallifères avec superposition sur ceux-ci de processus de lixiviation acide. La masse écrasante des gisements se caractérise par le type de minéralisation associé.

Processus métasomatiques associés. La formation des métasomatites de l'un ou l'autre type formationnel est le résultat de processus se caractérisant par leur très longue durée. C'est ce que montrent, en particulier, les importantes puissances des auréoles de transformation métasomatique et, fréquemment, l'aboutissement complet des réactions métasomatiques qui s'observe. Il n'est pas difficile de montrer que, pour que les réactions métasomatiques soient menées à terme, il faut un volume de solution de plusieurs fois supérieur au volume des roches

subissant la transformation. Au cours de ce temps prolongé les paramètres des solutions se trouvent être suffisamment constants, ce qui détermine un sens rigoureusement déterminé des réactions métasomatiques, aboutissant à la formation d'un corps métasomatique à structure zonale d'une composition finale déterminée. Toutefois, au stade précoce du processus hydrothermal le caractère des transformations métasomatiques change d'habitude sensiblement. Bien que le degré de développement des associations tardives soit d'ordinaire peu important en comparaison de celui des associations précoces, ces associations tardives peuvent, néanmoins, compliquer la structure des corps métasomatiques, particulièrement dans les zones centrales de ceux-ci, remplaçant partiellement, voire complètement par endroits, les associations formées antérieurement. Ainsi, n'est-il pas rare qu'une argilisation se modifie en hydromicatisation, chamositisation, carbonatisation; une bérésitisation, en pyritisation, chloritisation, ankéritisation et ainsi de suite. Il est de règle que notamment une minéralisation métallifère est étroitement associée aux associations minérales tardives. Les transformations liées aux stades finaux du processus prennent habituellement le nom de transformations périfiloniennes ou d'escorte du minerai.

Une des particularités des processus métasomatiques associés apparaît être la formation préférentielle d'un, plus rarement de deux minéraux, ce qui d'ailleurs se reflète dans les appellations de ces processus. Il est même habituel d'avoir à faire à une grande inégalité de répartition dans l'espace des minéraux néoformés. Ceux-ci sont nettement contrôlés par les zones de fissuration et de cataclase, superposées à la zonalité métasomatique primaire. Une partie importante de la minéralisation associée est constituée par des filons, microfilons et ciments de brèches. Aucune zonalité métasomatique ne se crée dans un processus de métasomatose associée. Le plus souvent la genèse minérale associée se manifeste par le remplissage de l'espace libre dû aux pores par un minéral déterminé et par le remplacement de minéraux formés antérieurement dans le périmètre des zones de broyage. Contrairement à la règle, les limites des zones de zonalité primaire sont recoupées par les contours des zones de développement de la minéralisation associée. Mais la répartition zonale de la minéralisation associée témoigne de façon nette de la formation beaucoup plus tardive de celle-ci par rapport aux métasomatites liées au stade principal du processus.

La connaissance des processus métasomatiques associés qui sont typiques pour chaque formation peut être d'un secours considérable dans le diagnostic des roches métasomatiques et dans l'utilisation de celui-ci au point de vue applications. Malheureusement, les informations sur la question posée sont

extrêmement fragmentaires; aussi s'ensuit-il que la colonne correspondante de la classification demande des compléments importants.

Tableau 13.1 **Caractéristique des types de roches métasomatiques**

Type de processus métaso-matique	Type de métasomatite	Profondeur de formation	Lien avec le magmatisme	Processus métasoma-tiques associés	Éléments métallifères typiques
					Synchrones
Lixiviation acide	Argilisites solfatariennes	Superficielles	Avec vulcanites de constitution acide	Carbonatisation, montmorillo-nitisation, chloritisation	Alunite, bento-nite, zéolite, S
	Argilisites hydrothermales	Superficielles-hypoabyssales	Un lien avec des corps magmatiques concrets fait défaut	Séricitisation, chloritisation, hématitisation, albitisation	
	Hydromicasites	Superficielles-hypoabyssales	Coïncident avec régions de développement de vulcanites acides	Carbonatisation, chloritisation, hématitisation, albitisation	
	Bérésites	Hypoabyssales	Coïncident avec régions de développement de granitoïdes et vulcanites	Pyritisation, chloritisation, carbonatisation	Cu, Pb, Zn Au, Ag
	Chloriteuses à quartz-séricite	Subvolcaniques	Régions de développe-ment de vulcanites de constitution mixte	Chloritisation, carbonatisation, séricitisation, chloritisation, silicification	
	Gumbéites	Hypoabyssales	Avec massifs intrusifs de syénites quartzifères	Séricitisation, chloritisation, carbonatisation	
	Quartzites fluorés	Subvolcaniques	Lien avec corps subvolcaniques de constitution acide	Silicification, pyritisation	Alunite, S
	Greisens	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions de leucogranites	Tourmalinisation, muscoviti-sation, albitisation, feldspathi-sation potassique	Be, W, Zn, Cu
	Propylites	Superficielles-hypoabyssales	Régions de développe-ment de granitoïdes et de basaltes andésitiques	Adularisation, épidotisation, prehnitisation, zéolitisation	Zn, Pb, Cu
	Feldspathiques à quartz	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions granitiques	Feldspathisation potassique, albitisation, muscovitisation	Sn, W, Mo, Cu Zn
	Chloriteuses à quartz-tourmaline	Hypoabyssales	Peu marqué avec grani-toïdes à basicité élevée	Toumalinisation, séricitisation, silicification	
	Muscovitiques à quartz-cyanite	Abyssales	Régions de développe-ment de complexes à gneiss-migmatites	Muscovitisation	Al
	Serpentinites des ultrabasites	Hypoabyssales	Avec ultrabasites	Antigoritisation	
Métasomatose alcaline	Eisites (sodiques de basse température)	Hypoabyssales	Un lien avec des corps magmatiques concrets fait défaut	Carbonatisation, chloritisation, hydromicatisation, silicification	P
	Orthosiques à carbonate-chlorite	Hypoabyssales	Lien peu marqué avec magmatisme à granitoïde subalcalin	Carbonatisation, chloritisation, pyritisation, silicification	
	Granites albitisés (apogranites)	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions fissurales	Micatisation, fluoritisation, silicification	Li, Ta, Nb, TR, Zr, Be, Sn, W

			des granites		
	Granites à feldspathisation potassique	Hypoabyssales-subvolcaniques	Lien marqué avec intrusions de granites et de granites-porphyres	Muscovitisation	
	Albitites de la zone de contact des syénites à néphéline	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions de syénites à néphéline	Fluoritisation, calcitisation	Nb, Ta, TR, Th, Zr
	Néphéliniques	Hypoabyssales	Lien marqué avec massifs alcalins ultrabasiques	Phlogopitisation, magnétitisation, apatitisation, libénéritisation	Al
	Fénites	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions de syénites à néphéline	Albitisation, zéolitisation, carbonatisation	
	A deux feldspaths	Abyssales	Un lien avec des corps magmatiques concrets fait défaut	Silicification, muscovitisation, chloritisation	Ta, Nb, Zr
	A microcline-biotite	Abyssales	Lien peu marqué avec granites potassiques ultramétamorphiques	Albitisation, muscovitisation, silicification	Be, U
	A albite-aegyrine (sodiques)	Abyssales	Un lien avec des corps magmatiques concrets fait défaut	Carbonatisation, biotitisation, hematitisation, silicification, chloritisation	
Métasomatose calco-magnésienne	Carbonatées à mica	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions de syénites néphéliniques	Carbonatisation, zéolitisation	Nb, Ta, TR, Zr
	Chloriteuses à carbonate	Subvolcaniques	Lien peu marqué avec porphyres liparitiques et dacitiques	Feldspathisation potassique, silicification, sulfuration, carbonatisation	Pb, Zn, Cu
	Chloriteuses à amphibole (ouralites)	Hypoabyssales	Lien marqué avec intrusions basiques-ultrabasiques	Chloritisation, carbonatisation, serpentinisation	Fe, Ti, V, Pt, Pd, P, Cu, Ni
	Ouralites	Hypoabyssales	Avec intrusions de constitution basitique et ultrabasitique	Biotitisation	Cr, Fe, Ti, V, Pt, Pd
	A phlogopite	Hypoabyssales	Lien avec massifs de roches alcalines ultrabasiques	Carbonatisation	Phlogopite
	Kamaforites (nelsonites, foskorites, roches apatitiques)	Hypoabyssales	Lien marqué avec massifs alcalins ultrabasiques	Calcitisation	Fe, P
	Carbonatites	Hypoabyssales	Lien marqué avec massifs alcalins ultrabasiques	Amphibolisation, phlogopitisation, chloritisation, sulfuration	Nb, Ta, TR, Zr, Th
	Skarns magnésiens du stade magmatique	Abyssales et hypoabyssales	Lien avec granitisation et intrusions de constitutions diverses	Phlogopitisation, serpentinisation, calcitisation	Fe
	Skarns magnésiens du stade	Abyssales	Lien avec processus précoces de post-	Phlogopitisation, serpentinisation, calcitisation,	Lazulite

	postmagmatique		granitisation	humitisation, amphibolisation	
	Skarns autoréactionnels	Hypoabyssales	Lien avec péridotites, roches alcalines ultrabasiques	Actinolitisation, phlogopitisa-tion, épidotisation	
	A olivine et pyroxène	Hypoabyssales	Lien avec massifs de gabbros-péridotites	Amphibolisation, serpentinisation	Fe, Cr?, Pt?
	Skarns calciques	Hypoabyssales et abyssales	Lien avec massifs de granites, gabbros et syénites	Andraditisation, actinolitisation, épidotisation, magnétitisation	

Chapitre 14

SYSTÉMATISATION PHYSICO-CHIMIQUE DES FORMATIONS MÉTASOMATIQUES

La famille des roches métasomatiques s'étant formées au cours de processus géologiques d'un type déterminé (c'est-à-dire les formations métasomatiques) se caractérise par un complexe de faciès (d'associations de minéraux métasomatiques) entièrement déterminé, qui correspond à un intervalle typique de valeurs des principaux paramètres de la genèse minérale. C'est pourquoi il est normal de chercher à classifier les métasomatites d'après les variations de ces paramètres ; parmi ceux-ci, ce sont certes la température et le régime d'acidité-alcalinité des solutions qui exercent l'influence la plus importante. On peut citer comme exemple la classification de N.Yu. Bardina et V.S. Popov [1991], dans laquelle les types de roches métasomatiques sont rangés d'après la température et le pH des solutions. Ces auteurs écartent l'utilité de recourir à une approche formationnelle et pratiquent en usant des termes "types de roches et faciès". Ce point de vue concorde avec la position des géologues américains qui, en général, n'emploient pas le terme "formation" pour les familles de roches métasomatiques. A notre avis, la notion de "formation métasomatique" revêt un caractère d'information, étant donné qu'elle donne une idée concrète de l'ensemble des conditions géologiques et physico-chimiques ayant déterminé le processus de formation, ainsi que des liens existant entre le métasomatisme et d'autres processus géologiques (magmatiques, tectoniques, métallogéniques). Ainsi, il est clair pour tout le monde que les greisens se forment sous l'action de fluides riches en fluor en liaison avec un magmatisme granitique intrusif dans des régions d'orogenèse et d'activation tectono-magmatique. Bien que leurs faciès soient diversifiés au point de vue minéralogique, les greisens forment une communauté naturelle de roches dont l'unité génétique est nettement affirmée.

A la différence des formations, les roches métasomatiques, comme on l'a montré au chapitre précédent, sont déterminées par leur composition minéralogique : roches à quartz-séricite, à quartz-feldspaths, à carbonate-chlorite, à tourmaline-chlorite, à quartz-alunite, etc. Dans la plupart des cas, ces désignations correspondent à des faciès métasomatiques, c'est-à-dire à des familles de roches s'étant formées dans des conditions physico-chimiques similaires et se

caractérisant, dès lors, par des paragenèses minérales similaires. Les faciès de métasomatites sont extraordinairement diversifiés, étant donné qu'ils dépendent de nombreux facteurs (température, acidité-alcalinité, fugacité de l'oxygène et du dioxyde de carbone, composition des roches remplacées). Dans les conditions naturelles, on rencontre toutefois un nombre restreint de combinaisons de faciès, se formant conjointement et se répétant avec constance dans un environnement géologique déterminé (c'est-à-dire des formations métasomatiques). Malgré l'orientation géologique qu'on a mentionnée à l'occasion de la subdivision des formations, ces dernières se caractérisent par les limites, propres à chacune de celles-ci, de variation des paramètres physico-chimiques, principalement de la température et de l'acidité des solutions. Ces limites sont fréquemment imprécises ; souvent des champs de formations voisines se recouvrent partiellement, toujours est-il qu'elles peuvent, avec une approximation déterminée, être approchées par des régions dans l'espace de paramètres physico-chimiques.

L'élaboration d'une classification génétique universelle unique d'un groupe aussi vaste et aussi hétérogène d'objets géologiques, tels que les formations métasomatiques, est vouée à l'échec. Il est possible d'établir une systématique basée sur un nombre restreint de paramètres et visant un but déterminé. Nous avons choisi la voie d'une systématisation des formations dans l'esprit des idées de D.S. Korzhinsky portant sur l'évolution acido-alcaline des solutions hydrothermales. On a pris comme base le principe des diagrammes tirés des travaux de A.V. Zotov *et al.*, [1983], N.Yu. Bardina & V.S. Popov [1991]. Les processus métasomatiques se passent dans de très larges limites avec des variations de température allant de moins de 100° C jusqu'à la température de fusion des roches (700-1200° C). Or, lorsqu'on compare des formations quant à l'acidité à la genèse de leurs associations minérales en utilisant l'indice de pH, on se heurte à des difficultés dans les calculs et dans la comparaison de la valeur du pH pour différentes températures. C'est pourquoi on a, dans la construction du diagramme (fig. 14.1), utilisé pour l'indice d'acidité-alcalinité le rapport entre l'activité globale des bases mono- et bivalentes dans la solution et l'activité du proton. Une telle approche ne permet pas de donner une échelle quantitative d'acidité, aussi faut-il se borner à un diagramme qualitatif. Afin de caractériser de manière approximative les champs des formations au point de vue quantitatif, on a porté sur l'axe des abscisses les valeurs repères du pH d'après les données de G.P. Zaraisky [1989].

La plupart des limites séparant les champs représentent les équilibres monovariants des phases minérales en présence d'une solution. Une partie d'entre elles est tirée de données expérimentales publiées dans la littérature, une autre partie est basée sur l'interprétation de données géologiques et des relations

paragénétiques des minéraux. On admet que la concentration des composants chimiques dans une solution est donnée par l'équilibre de ceux-ci avec les minéraux correspondants des roches. La disposition des champs obtenue sur le diagramme correspond, dans l'ensemble, aux relations mutuelles des formations métasomatiques de la nature. Le diagramme fait apparaître quatre principaux groupes de métasomatites, traduisant, dans les grandes lignes, les variations d'acidité-alcalinité des solutions : 1) métasomatites les plus acides (quartzites secondaires) dans lesquelles parmi les aluminosilicates c'est la kaolinite contenant seulement de l'Al de coordinence 6 qui est stable ; 2) métasomatites moins acides (bérésites, greisens) avec muscovite, contenant de l'Al des deux coordinences (4 et 6) ; 3) métasomatites quasi-neutres dans lesquelles ce sont les tectosilicates (feldspaths et zéolites) ne contenant que de l'Al de coordinence 4 qui sont stables ; 4) métasomatites alcalines à feldspathoïdes (Al de coordinence 4 et rapport Al/Si plus élevé que dans les feldspaths et zéolites). Le diagramme fait apparaître une distinction assez nette des champs de métasomatites de haute température dont la limite avec celles de température moyenne se situe vers 400° C. La limite entre les métasomatites de moyenne température et celles de basse température se situe légèrement au dessus de 200° C. Se rapportent aux métasomatites de basse température les argilisites, le faciès à quartz-kaolinite des quartzites secondaires, le faciès hydromicacé des bérésites, le faciès à calcite-albite des propylites et partiellement les gumbéites.

Le diagramme montre les tendances dans l'évolution des paramètres relatifs aux fluides et les séquences de formations métasomatiques correspondantes au cours du développement des systèmes magmatogènes hydrothermaux ; elles traduisent l'accroissement de l'acidité des fluides dans le temps (flèches dirigées des formations précoces vers les formations tardives). Dans les systèmes de haute température ces tendances ont une orientation quasi-verticale, traduisant le gradient élevé de température, tandis que dans les systèmes de basse température l'allure de la tendance est proche de l'horizontale par suite du faible gradient de température. Il est essentiel de noter que le maximum d'acidité des fluides et solutions se présente à différentes températures dans les différents systèmes : 150–250° C dans les séries à propylite-bérésite et à propylite-argiliste, 300–400° C dans la série des métasomatites à feldspath potassique-quartzites secondaires, 400–500° C pour la suite cornéennes-skarns-greisens, de l'ordre de 700–800° C dans les métasomatites des complexes magmatiques alcalino-ultrabasiques. A l'extrémité des tendances représentées par les flèches a lieu une inversion de l'alcalinité des fluides (stade alcalin tardif de basse température d'après D.S. Korzhinsky), laquelle n'est pas représentée afin de ne pas surcharger le diagramme. Les différences de température d'inversion montrent que, en dehors de la température, l'acidité des solutions est déterminée par une certaine fonction ondulatoire reliant l'acidité de la solution à la dynamique de la

percolation de celle-ci à travers les roches et aux réactions d'interaction entre roche et solution.
Le schéma proposé représente une tentative de systématisation des principales formations métasomatiques. Elle permet d'aller dans le détail en mettant en évidence des faciès ou nouvelles formations dans les limites des champs indiqués. Par exemple, la plage X réunit les formations des zones d'albitites des fractures abyssales et d'albitites des métasomatites périmétallifères des gisements aurifères. Certains groupes spécifiques de métasomatites se situent dans les champs de formations décrits. Par exemple, les métasomatites à quartz-tourmaline dans la description des greisens, les métasomatites à carbonate-orthose dans celle des gumbéites et ainsi de suite.

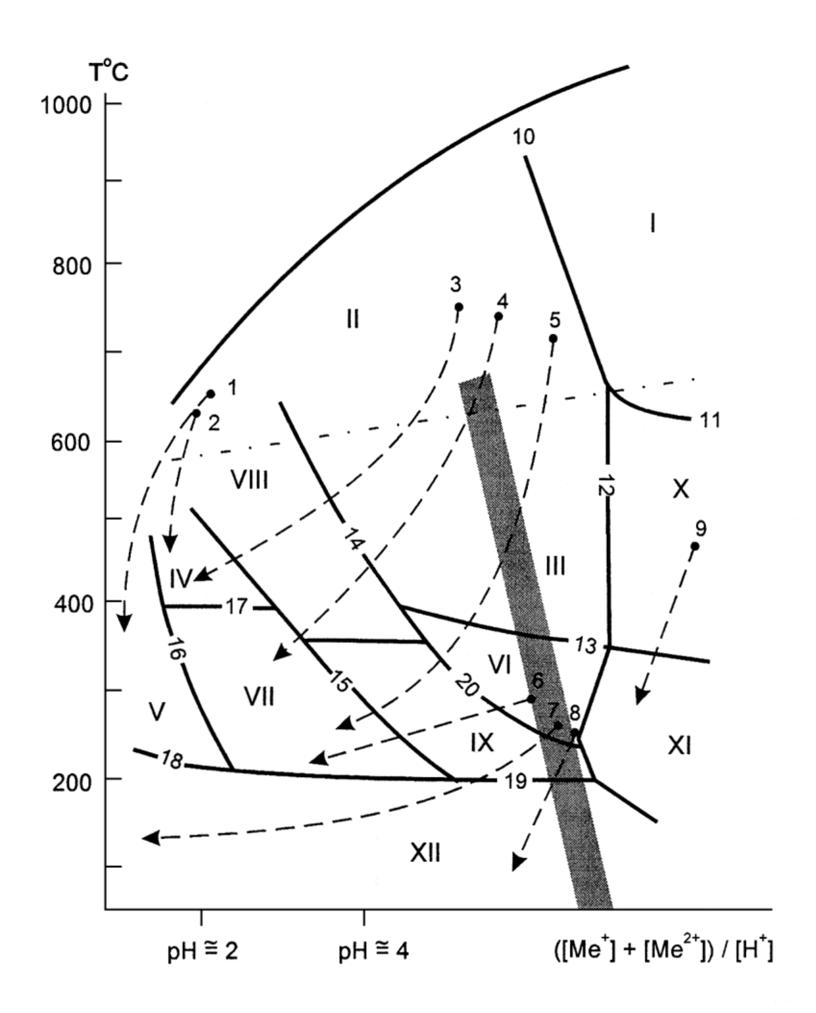


Fig. 14.1. Diagramme semi-quantitatif des champs des principales formations métasomatiques

Les courbes en trait plein représentent les limites des champs de formations (I-XII) et la limite entre roches et solution ; les courbes en traits mixtes, la limite entre étape magmatique (en haut) et étape postmagmatique (en bas) du métasomatisme ; les courbes en traits interrompus, les tendances des processus métasomatiques (*1–9*) ; la bande ombrée, la position approximative des solutions neutres et quasi-neutres

Champs de formations : I – métasomatites des complexes alcalino-ultrabasiques ; II – skarns magnésiens ; III – skarns calciques ; IV – greisens ; V – quartzites secondaires ; VI – propylites ; VI – bérésites ; VIII – métasomatites à quartz-feldspaths ; IX – gumbéites ; X – métasomatites alcalines (à aegyrine-albite, albitites, microclinites) ; XI – acéites ; XII – argilisites.

Tendances d'évolution (*1–9*) : *1* – ″porphyrique″ (métasomatites à quartz-feldspaths – quartzites secondaires) ; *2* – à greisen ; *3* – à skarn-greisen ; *4* – à skarn-bérésite ; *5* – à skarn-propylite-bérésite ; *6* – à propylite-gumbéite-bérésite ; *7* – à propylite-argilisite (dans les gîtes épithermaux) ; *8* – à propylite-argilisite (dans les champs géothermiques) ; *9* – à feldspaths alcalins.

Limites monovariantes entre champs (*10–20*) : *10* – Fsp+$(K,Na)_2O$=Fspd ; *11* – Aeg+ +H_2O=Rbc ; *12* – Cpx+$(K,Na)_2O$=Aeg ; *13* – Di+H_2O+CO_2=Act+Chl ; *14* – Ab+CaO=Pl ; *15* – Ms+K_2O=Fsp ; *16* – Kln+K_2O=Ms ; *17* – Ms+H_2O=Ser ; *18* – Dsp+Qtz+H_2O=Kln ; *19* – Ab+H_2O=An ; *20* – Ank+Qtz+MgO=Cc+Chl+CO_2.

Chapitre 15

MÉTASOMATITES DES COMPLEXES MAGMATIQUES ALCALINS ET ULTRABASIQUES ALCALINS

15.1. Fénites

Définition. Les fénites sont des métasomatites de haute température, associées aux roches magmatiques de complexes annulaires d'une formation ultrabasique alcaline à carbonatites. Elles ont été décrites pour la première fois dans le massif de Fen (Norvège) [Brogger, 1921]. On rapporte les complexes annulaires ultrabasiques alcalins à carbonatites aux cratons et aux parties marginales de ceux-ci.

On a au cours des dernières décennies relevé une autre espèce de carbonatites qui, contrairement aux complexes annulaires, est rattaché aux zones profondes des champs de fractures étendus relatifs aux ceintures plissées [Ginsburg & Samoilov, 1983]. Les roches alcalines liées aux carbonatites de ce type se sont formées dans les parties profondes de l'écorce terrestre, auxquelles s'associent également des fénites et métasomatites silico-carbonatées [Sobachenko & Gundobin, 1993].

E. Heinrich [1985] et dernièrement N.Yu. Bardina et V.S. Popov [1994] ont également rapporté aux fénites des métasomatites du stade magmatique, formées lors de la mise en place de syénites néphéliniques et alcalines dans des roches magmatiques ultrabasiques, ultrabasiques alcalines et alcalines de phases d'intrusion antérieures, mais aussi dans des roches alcalines encaissantes. Dans ce cas, toutes ces métasomatites sont considérées comme des faciès de fénites dans différentes roches de substitution : roches silicatées, ultrabasiques et alcalines, ainsi que roches carbonatées.

Si l'on s'en tient à l'acception initiale de cette notion, les fénites sont alors des métasomatites alcalines de haute température, formées au cours du stade magmatique lors de la mise en place de roches alcalines dans des roches silicatées, granites et granites gneissiques, encaissant des massifs annulaires ultrabasiques alcalins à carbonatites.

A l'époque actuelle, on trouve également des fénites autour de massifs alcalins (sans carbonatites), à la périphérie de carbonatites (sans roches alcalines) et à la périphérie de kimberlites. On a décrit des faciès de fénites se trouvant au sein de grès [Evdokimov, 1982], mais les métasomatites à silicates alcalins accompagnant les syénites à miaskite et les carbonatites des zones linéaires profondes se révèlent être des faciès de fénites au sein d'amphibolites et de schistes micacés et argileux [Sobachenko & Gundobin, 1993].

La fénitisation, tout comme les processus d'ijolitisation, de touryaïtisation et de syénitisation, est un processus du stade nettement magmatique (progressif) au cours duquel se forme de l'amphibole et ensuite du pyroxène au sein de la biotite. Par endroits, se forme une zone de substitution magmatique.

Distribution. Les fénites sont, tout comme les autres métasomatites du stade magmatique, très largement répandues dans les massifs hypoabyssaux dans lesquels l'étendue des auréoles fénitiques est comparable aux dimensions des massifs eux-mêmes. Dans le massif d'Ozernaïa Varaka de la péninsule de Kola, l'aire des fénites constitue les deux tiers de l'étendue des roches intrusives et dans le massif du Kovdor, 13 % [Sergeev, 1967]. Dans le massif du Kovdor la mise en place d'intrusions alcalines le long d'une fracture annulaire au niveau du contact entre olivinites et gneiss encaissants a été accompagnée d'une puissante métasomatose de ces deux roches. Il en résulte que le long du contact externe s'est formée une auréole de fénites et de gneiss fénitisés d'une puissance variant de 1,2 km (au flanc occidental du mont Votsou-Vaara) à 4,5–5 km (au flanc sud du mont Pilkoma-Selga). Dans le massif de Fen (Norvège) les fénites forment, côté ouest et côté sud, des auréoles (fig. 15.1), occupant 20 % de l'étendue du massif au contact meltéigite-ijolite, silico-carbonatites et carbonatites. Les fénites du massif du cap de Tour (péninsule de Kola) se sont formées au contact d'ijolites-meltéigites et roches à mélilite avec des granitoïdes, et d'ijolites-meltéigite avec des grès (fig. 15.2). Les fénites du massif d'Oka (Canada) forment une auréole presque continue au sein de gneiss à la périphérie de roches de la série meltéigite-ourtite et à la périphérie de carbonatites à calcite [Samson *et al.*, 1995]. Les fénites, gabbro-pyroxénites fénitisées et gneiss fénitisés, granites et migmatites de la zone de Poltavo représentent des zones allongées le long de carbonatites (fig. 15.3).

Colonne métasomatique. Les minéraux constitutifs des fénites sont le feldspath potassique (orthose, microcline, sanidine), l'albite, la néphéline, un pyroxène alcalin (aegyrine, aegyrine-diopside, aegyrine-augite, parfois avec adjonction du

pôle de série jadéite,), une amphibole alcaline (arfvedsonite, riébeckite, hastingite, richtérite) ; comme minéraux secondaires, un mica (biotite, phlogopite), des oxydes de fer ; comme minéraux accessoires, l'apatite, le sphène.

Les paragenèses de ces minéraux se remplacent l'une l'autre dans l'espace, depuis des roches alumino-silicatées non altérées jusqu'à des roches magamatiques alcalines, représentant les zones successives de la colonne métasomatique de fénitisation : 0. granites, gneiss granitiques, gneiss, grès, micaschistes ; 1. roches fénitisées ; 2. fénites à feldspaths alcalins et pyroxènes ; 3. fénites à pyroxènes et néphéline et fénites à néphéline anchimonominérales ; 00. roche magmatique alcaline (meltéigite, ijolite, syénite à néphéline) ou carbonatite.

Les faciès des fénites existant au sein des grès et granodiorites des massifs du cap de Tour présentent des différences chimiques peu importantes [Evdokimov, 1982].

La majeure partie des auréoles fénitiques formées au sein des granites gneissiques est représentée par des roches fénitisées et des fénites feldspathiques ; les fénites à pyroxène-néphéline et les fénites néphéliniques de la zone arrière se trouvent en contact avec les meltéigites et ijolites. Il n'est pas rare qu'au contact entre la zone arrière (3) et la roche magmatique alcaline une fusion ait eu lieu ; il en résulte une roche alcaline formée *in situ* et se distinguant de la roche magmatique initiale (de même composition) par sa structure et ses particularités géochimiques.

Chimisme. Le chimisme des roches constituant les zones successives de la colonne de fénitisation des granites gneissiques présente une tendance fondamentale à se modifier par départ de Si. Dans les zones frontales le premier à disparaître est le quartz ; dans les fénites feldspathiques la concentration en SiO_2 diminue jusqu'à 45 % et dans les zones arrière la désilicification peut conduire à la formation, à côté de néphéline, de minéraux non silicatés : corindon, anatase, spinelle, baddeleyite.

La fénitisation résulte, par définition, essentiellement d'un apport d'alcali. Les concentrations en sodium augmentent uniformément depuis les zones frontales vers les zones arrière, tandis que les concentrations en potassium peuvent être les plus élevées dans les fénites à feldspath potassique et pyroxène. En ce qui concerne le potassium et le sodium, on distingue respectivement les fénites sodico-potassiques et les fénites potassiques [Rubie & Gunter, 1983], parmi lesquelles les fénites potassiques de relativement basse température, qu'on

rencontre exclusivement au contact des carbonatites, se composent d'orthose avec magnétite ou hématite, tandis que les fénites sodico-potassiques qu'on rencontre aussi bien au contact des carbonatites qu'au contact des roches alcalines (meltéigites, ijolites, syénites néphéliniques), sont des fénites de plus haute température se composant de tous les minéraux des fénites cités ci-dessus. La proportion de sodium et de potassium dans les fénites dépend de la composition des roches magmatiques, sources des solutions conduisant à la fénitisation. Les fénites entourant les syénites épileucitiques et calcitiques du massif de Mourinskoïé (Aldan) se caractérisent par un rapport Na_2O/K_2O = 0,15–0,40, alors que, dans les fénites se trouvant au contact des ijolites ou des syénites néphéliniques, ce rapport est supérieur à l'unité [Bardina & Popov, 1994]. La classification proposée par ces auteurs prend en considération tant la quantité de silice que la quantité totale d'alcali ; ils classent, en particulier, les fénites potassiques évoquées plus haut parmi les orthoclasites, c'est-à-dire parmi les métasomatites plus tardives du stade postmagmatique.

Dans les fénites des zones arrière, il y a accumulation importante d'alumine (jusqu'à 29 %) qui se fixe non seulement dans la néphéline, mais aussi dans le clinopyroxène (pôle de série jadéite) [Tikhonenkova, 1967] et dans l'arfvedsonite.

Conditions physico-chimiques de la fénitisation. D'après les données de A.S. Sergeev [1967] le phénomène de fusion des fénites aux contacts et à proximité des grosses apophyses de roches intrusives témoigne du fait que la température a pu y atteindre 700–800° C. Des recherches expérimentales fixent la température de stabilité de la paragenèse microcline-perthite + aegyrine-augite à partir de 500° C [Zaraisky *et al*., 1984], celle de l'apparition de la néphéline à 580–600° C (d'après les mêmes auteurs) et celle de la disparition dans les fénites de l'arfvedsonite fluorée à 800±30° C [Kovalenko *et al*., 1977].

D'après les données expérimentales et calculs de N.Yu. Bardina et V.S. Popov [1994], le pH du fluide se trouvant en équilibre avec les associations minérales des fénites n'est pas inférieur à 8–10. Une méthode de mesure du pH de suspensions de roches de l'auréole d'exocontact a permis de montrer que l'interaction prolongée de solutions alcalines avec des gneiss entraîne un abaissement du pH des solutions jusqu'à des valeurs proches de 7 [Sergeev, 1967]. Le gradient des potentiels chimiques de Ca et Na dans la solution responsable de la métasomatose se traduit par une modification orientée des concentrations de ces constituants dans les roches des zones successives. La grandeur du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} dans ces roches croît aussi à mesure qu'on s'approche de la source des solutions, ijolite ou syénite néphélinique, ce qui est conditionné par le potentiel d'oxydation élevé des solutions alcalines.

Source des solutions entraînant une fénitisation. La source des solutions responsables de la fénitisation doit manifestement être constituée par des roches magmatiques présentant la teneur nécessaire en alcali ; en outre, ces roches se sont apparemment formées comme résultat d'un degré de différenciation suffisamment élevé de magmas primitifs, puisque les xénolithes des roches crustales enclavées dans des laves néphéliniques, c'est-à-dire des laves dérivées ayant subi une différenciation moins prononcée, ne subissent pas la fénitisation [Le Bas, 1977].

Étant donné qu'on trouve des fénites aussi bien autour de roches alcalines que directement au contact de carbonatites (voir fig. 15.1, 15.3), la question se pose de savoir si l'ijolite ou la carbonatite est la source des solutions donnant lieu à fénitisation [Morogan, 1994].

La modification de composition des pyroxènes issus des zones successives de la colonne de fénitisation à partir des zones frontales vers les zones arrière est caractérisée par deux tendances : (1) aegyrine → hédenbergite → diopside et (2) aegyrine → hédenbergite (fig. 15.4). Dans les fénites des massifs du cap de Tour, la première de ces tendances (T_1 à la fig. 15.4) est typique des fénites apogranitiques et la seconde (T_2), des fénites apogréseuses. Toutefois, les deux tendances existent dans les fénites du massif de Fen (F_1 et F_2), bien que les roches fénitisées soient exclusivement représentées par des granites gneissiques. V. Morogan [1994] lie la première tendance à une ijolite-meltéigite comme source des solutions donnant lieu à fénitisation et la seconde à une carbonatite (?), étant donné que, dans le premier cas, ces tendances vont à la rencontre des tendances ij et m.ij de modification de composition des pyroxènes issus des produits de différenciation de la série meltéigite-ourtite (diopside → hédenbergite → aegyrine) et, dans le second cas, à la rencontre des tendances dv de changement de composition des pyroxènes dans les roches de la série damkjernite-vibétoïte[1] (diopside → hédenbergite). Ainsi, on distingue deux types de fénitisations : celle qui est liée aux ijolites et celle qui est liée aux carbonatites [Morogan, 1994].

Les facteurs importants [Morogan, 1994] déterminant le type de fénitisation à partir d'ijolites sont : CO_2<H_2O (déterminant, en particulier, la rareté de la calcite dans les fénites et l'abondance des minéraux mafiques hydratés) ; activité élevée de l'alumine et activité comparativement faible de CaO ; rapport FeO/MgO relativement faible, déterminant, en particulier, la tendance aegyrine → hédenbergite → diopside de changement de composition du pyroxène

et prédominance de l'arfvedsonite magnésienne ; $Na_2O>K_2O$; fugacité relativement élevée de l'oxygène ; diminution très progressive de la température (à grande distance de la source magmatique).

Le type de fénitisation lié à des carbonatites est, au contraire, contrôlé par les facteurs suivants : $CO_2>H_2O$, déterminant l'abondance de calcite et la rareté des phases mafiques hydratées ; très faible activité de l'acide silicique et de l'alumine ; activité très élevée de CaO ; rapport FeO/MgO relativement élevé (aegyrine → tendance hédenbergite-pyroxène), il peut toutefois se former de la phlogopite ; rapport très différent des alcalis et gradient de température abrupt (à courte distance de la source magmatique).

La découverte des carbonatites sodées d'Oldoïnyo-Lengaï et les analyses des inclusions fluides dans les minéraux des carbonatites [Samson *et al*., 1995]

---

[1] La damkjernite est une monchiquite à néphéline (lamprophyre alcaline, composée de phénocristaux d'olivine, de pyroxène-augite, de titane-augite, de biotite et/ou d'amphibole barkévicite, kersantite et d'une matrice composée d'analcime, amphibole, pyroxène, biotite, rarement de néphéline, de sodalite, cancrinite, leucite, haüyne) ; la vibétoïte est une jacupirangite à calcite [dictionnaire de pétrographie, M. : Nedra, 1981].

témoignent du fait que les magmas à carbonatites sont enrichis en alcalis, essentiellement en sodium. A. Woolley [1982] lie le processus de fénitisation à l'évolution du bain de carbonatite dans le processus duquel il y a libération de quantités suffisantes de sodium. La présence dans le fluide de fénitisation de certaines quantités de carbonates de métaux alcalins en dissolution est tout à fait réel [Samson *et al*., 1995] et la teneur du fluide en CO_2, à côté des teneurs et du rapport des alcalis, de la température et de la pression, s'avère être un paramètre important, déterminant la composition des paragenèses [Rubie & Gunter, 1983]. Malgré le rôle significatif de la teneur du fluide en dioxyde de carbone, un apport important d'alumine dans les fénites proches de la zone de contact est en contradiction avec l'hypothèse liant la fénitisation à l'action de solutions aqueuses contenant du dioxyde de carbone et des alcalis, qui se forment par lessivage de $(Na,K)_2CO_3$ à partir de carbonatites [Le Bas, 1990]. De même, le développement de roches à orthose et magnétite (hématite) aux seuls contacts avec des carbonatites, sans développement de paragenèses de fénites à néphéline de plus haute température, permet de conclure que ce ne sont pas les carbonatites, mais les roches alcalines ou ultrabasiques alcalines qui sont la source des solutions de fénitisation.

Au cours des dernières années on a réussi à montrer [Rass, 1986 ; Rass *et al*., 1996, 1998] que les roches à mélilite des complexes ultrabasiques alcalins à

carbonatites représentent des produits de différenciation de magmas mantelliques primitifs de composition spécifique, dotés d'un rapport Ca/Mg plus grand que dans le magma primitif donnant lieu à la série jacupirangite-meltéigite-ijolite-ourtite-syénite à néphéline. Selon toute vraisemblance, les roches à mélilite, elles aussi, peuvent constituer une source de solutions de fénitisation. Cette hypothèse trouve une confirmation dans la tendance qu'a la composition des pyroxènes des roches effusives à mélilite et des fénites du cap de Tour à se modifier : dans les produits successifs de différenciation d'un magma primitif plus riche en chaux, la tendance va du diopside vers l'hédenbergite (voir fig. 15.4, T_m) qui, en gros, coïncide avec la tendance du pyroxène des damkjernites-vibétoïtes du massif de Fen ; des zones frontales aux zones arrière de la colonne de fénitisation, la tendance va de l'aegyrine vers l'hédenbergite (T_2), ces deux tendances allant à la rencontre l'une de l'autre.

La fusion expérimentale de l'ensemble d'une carbonatite et d'une fénite du massif de Kovdor [Kapustin, 1990] conduisit à l'obtention d'un bain alcalin, proche en composition d'un bain à mélilite et touryaïte dont l'ordre de cristallisation était wollastonite-mélilite-néphéline, ce qui confirme aussi l'hypothèse selon laquelle, à côté des meltéigites, ijolites et syénites à néphéline, ce sont les touryaïtes et okaïtes qui peuvent être la source des solutions de fénitisation. Cette hypothèse peut expliquer les particularités de composition et de température de formation des fénites qui sont en contradiction avec l'idée faisant des carbonatites la source des solutions de fénitisation, en particulier, l'accumulation d'alumine dans les zones arrière de la colonne fénitisation.

15.2. Métasomatites des massifs ultrabasiques alcalins à carbonatites

Définition et contexte géologique. Le contexte géologique dans lequel s'inscrivent les métasomatites décrites dans le présent chapitre est déterminé par celui des complexes ultrabasiques alcalins à carbonatites auxquelles elles sont liées génétiquement. On rapporte aux cratons et à leurs marges les complexes ultrabasiques alcalins annulaires à carbonatites dont les roches silicatées sont caractérisées par un rapport Na/K>1 ; en revanche, les complexes pour lesquels le rapport des alcalins des roches silicatées est l'inverse (c'est-à-dire Na/K<1), sont certes rapportés aux anciennes plates-formes, mais aussi aux plates-formes phanérozoïques et aux marges de celles-ci. Au cours des dernières décennies on a aussi reconnu l'existence de complexes ultrabasiques alcalins linéaires à carbonatites, rapportés aux zones profondes des domaines plissés. Il est manifeste que les complexes annulaires sont liés à des magmas primitifs

mantelliques (rapports isotopiques ; enrichissement en éléments rares, en particulier, Nb, Zr, Ti et Y, également phosphore) ; quant aux complexes linéaires, ce lien se manifeste seulement par un enrichissement en Nb, mais les rapports isotopiques sont l'indice de conditions régnant à la base de l'écorce terrestre.

Ce qui caractérise le magmatisme des complexes ultrabasiques alcalins annulaires à carbonatites présentant un trait spécifique sodé, c'est la mise en place de produits de différenciation successifs d'au moins 5 sous-séries : roches ultrabasiques, roches alcalines à pyroxène-néphéline ; roches alcalines calciques à mélilite ; syénites à néphéline et syénites alcalines ; carbonatites (carbonatites proprement dites et roches à apatite-forstérite-magnétite).

En ce qui concerne la profondeur à laquelle elles se sont formées, on distingue parmi les complexes ultrabasiques alcalins à carbonatites : 1) les complexes effusifs et subaériens, 2) les complexes hypoabyssaux, 3) les complexes mésoabyssaux, 4) les complexes abyssaux (zones linéaires situées à la base de l'écorce, déjà mentionnées ci-dessus).

La mise en place de chacune des phases magmatiques est accompagnée d'un métasomatisme du stade magmatique affectant les roches encaissantes et les roches des phases magmatiques antérieures.

C'est dans les complexes hypoabyssaux que les métasomatites se manifestent de la manière la plus large et la plus spectaculaire, l'échelle de leur extension y étant comparable aux dimensions de ces complexes eux-même.

Dans le massif de Kovdor (péninsule de Kola) qu'on peut considérer comme prototype des massifs hypoabyssaux relatifs à la formation dont il est question ici, elles occupent pas moins de la moitié de la surface totale de l'affleurement exposé de nos jours [Ternovoï *et al*., 1969] (fig. 15.5). Le cœur du massif de Kovdor est composé d'olivinites représentant la première phase de l'intrusion. On rencontre des reliques d'olivinites (d'une dimension de quelques mètres à des dizaines de mètres) au milieu des roches à pyroxène, à mica-pyroxène, à néphéline et mélilite, entourant les olivinites du noyau. La quantité et les dimensions de ces reliques diminuent graduellement en direction de la périphérie du massif. Les roches alcalines de la deuxième phase d'intrusion forment une auréole périphérique presque continue, de puissance irrégulière. Elles sont représentées par des ijolites et des ijolites-meltéigites massives, homogènes, à grain moyen (dans la partie sud du massif) et par des ijolites-ourtites (urtites), hétérogènes, à grain moyen et grossier, souvent recristallisées, et des touryaïtes (turjaïtes) (dans la partie nord du massif). On rencontre dans les

ijolites, ijolites-meltéigites et ijolites-ourtites des xénolithes d'olivinites (et de gneiss). Les touryaïtes forment dans la partie nord du massif une zone en croissant d'une puissance de 0,6–1,0 km et longue de 5 km. A l'est, l'important corps de touryaïte est lié aux ijolites. On rencontre de temps en temps dans les touryaïtes des xénolithes d'olivinite présentant des franges de pyroxène-phlogopite zonées, pareilles à celles qui entourent les xénolithes d'olivinite enclavés dans les ijolites.

La mise en place des intrusions alcalines dans la fracture annulaire au contact entre olivinites et gneiss encaissants a été accompagnée d'une puissante métasomatose de l'une et l'autre de ces roches. Les métasomatites, formées dans les roches encaissantes du complexe (roches de la charpente, en particulier, roches acides : granites gneissiques) sous l'action de solutions alcalines, calco-alcalines (?) ou calciques (?) au stade magmatique, sont en rapport avec la formation des fénites et sont décrites à la section 15.1. Il convient donc de s'en tenir ici aux métasomatites : (1) formées au sein des olivinites et péridotites lors de la mise en place des roches de la série jacupirangite-ourtite au cours du processus d'*ijolitisation* ; (2) formées au sein des olivinites et péridotites lors de la mise en place des roches à mélilite au cours du processus de *touryaïtisation* ; (3) formées au sein des roches magmatiques et métasomatiques composées de pyroxène et de pyroxène-néphéline lors de la mise en place des syénites néphéliniques et alcalines au cours du processus de *syénitisation* ; (4) formées au sein des roches magmatiques et métasomatiques composées de pyroxène-olivine, de néphéline-pyroxène et dans les roches à mélilite lors de la mise en place de carbonatites au cours du processus de *carbonatisation*.

Les 4 processus précités sont des processus métasomatiques du stade magmatique, c'est-à-dire qu'ils ont lieu lors d'une élévation de température. Lors de la formation des colonnes métasomatiques d'ijolitisation et de touryaïtisation il y a remplacement des paragenèses à glimmérites (biotitites) par des paragenèses à pyroxène-néphéline ou mélilite-néphéline. Lors de la formation de la colonne de syénitisation il y a de même remplacement de la paragenèse à phlogopite par une zone anchimonominérale anhydre à pyroxène. Lors de la formation de la colonne de carbonatisation il y a remplacement des paragenèses à trémolite et tétraferriphlogopite par une paragenèse à forstérite de néoformation. La zone arrière des colonnes métasomatiques qui se sont formées peut être représentée par un bain de fusion de composition correspondante : ijolite (fig. 15.6), touryaïte, syénite néphélinique ou carbonatite.

Lors de la mise en place d'intrusions alcalines dans la fracture annulaire entre olivinites et gneiss encaissants du massif de Kovdor, il s'est formé au niveau du contact interne une zone annulaire continue de métasomatites à apoolivinites

(mais au niveau du contact externe, une auréole de fénites). La puissance de la zone de métasomatites à apoolivinites atteint 3-4 km. Lors du remplacement des olivinites, les paragenèses de roches métasomatiques se remplacent l'une l'autre par zones dans l'ordre suivant à partir du centre du massif en direction de la périphérie : olivinite – olivinite phlogopitisée et pyroxénisée – glimmérite – pyroxénite néphélinisée – roche à pyroxène et néphéline-ijolite ; et olivinite (souvent avec monticellite) – roche à mélilite et phlogopite – roche à néphéline-mélilite – touryaïte. Les successions dont il vient d'être question représentent respectivement des colonnes métasomatiques d'ijolitisation et de touryaïtisation des olivinites.

C'est dans la partie sud-sud-est du massif que les zones successives de la colonne métasomatique d'inflitration relative à l'ijolitisation des olivinites sont le mieux représentées, leur puissance totale y faisant environ 2,5 km, mais le rapport des puissances des zones successives allant des zones les moins affectées par des remplacements aux zones arrière est de 49:29:15:8. Si l'on met en rapport la coupe la plus étendue avec la fracture subméridionale [Krasnova & Sokolova, 1978] qui est en fait un conduit d'amenée de magma (à côté des fractures annulaires), il est permis, d'après la conception de V.L. Rusinov [1982], d'attribuer cette zonalité à une zonalité métasomatique verticale. D'après le thermomètre pyroxène-phlogopite de L.L. Perchuk [1970], les températures de formation des roches de la colonne d'ijolitisation sont de 700–760° C respectivement pour les zones frontales et d'arrière (le gradient est de 60° C sur 2,5 km).

Les métasomatites de la zonalité d'inflitration relative à la touryaïtisation des olivinites qu'on trouve dans le domaine de la coupe nord-ouest s'étendant sur 0,9 km, présentent des zones successives dont les puissances sont dans le rapport de 55:30:20:13 ; elles correspondent à une fracture annulaire constituant un conduit d'amenée de magma. La zonalité verticale est la disposition spatiale normale des différents faciès de métasomatites suivant la verticale ; elle résulte de la percolation à travers les roches d'un flux de solutions et est perpendiculaire à la direction de ce flux. La fig. 15.5 en représente un modèle possible de formation.

La modification de composition minérale des métasomatites des zones successives de la colonne d'ijolitisation se caractérise par la gradation suivante : à la frontière entre l'olivinite phlogopitisée et la glimmérite il y a disparition de l'olivine ; à la frontière entre la glimmérite et la pyroxénite néphélinisée apparaît de la néphéline qui ne remplace pas entièrement la phlogopite ; à la frontière entre la pyroxénite néphélinisée et la roche à néphéline-pyroxène il y a disparition de la phlogopite.

Quant à la composition minérale des métasomatites constituant les zones successives de la colonne de touryaïtisation, elle se caractérise par les particularités suivantes : à la frontière entre l'olivinite phlogopitisée et la roche à olivine-mélilite il y a apparition de mélilite ; à la frontière entre la roche à olivine-mélilite et celle à mélilite-phlogopite il y a disparition de l'olivine et apparition de néphéline ; à la frontière entre les roches à mélilite-phlogopite et celles à mélilite-néphéline il y a disparition de la phlogopite.

On conclut de l'analyse paragénétique de ces associations que la modification normale de celles-ci est due au comportement inerte de Mg, Fe, Si, Al, dépendant de la modification des potentiels chimiques de Ca et Na, laquelle conduit à la modification de la composition des minéraux. Il y a aux frontières des zones métasomatiques changement brusque de composition des minéraux de composition variable, changement qui est presque imperceptible à l'intérieur de chaque zone (fig. 15.7) [Rass, 1986]. Ces faits confirment que les processus d'ijolitisation et de touryaïtisation ont principalement un caractère de percolation.

La modification du chimisme des roches constituant les zones successives des colonnes d'ijolitisation et de touryaïtisation des olivinites est déterminée par un départ en Mg et Fe (fig. 15.8). Le gradient des potentiels chimiques de Ca et Na dans les solutions donnant lieu à métasomatose s'exprime dans la polarisation qui affecte la modification de teneur de ces constituants dans les roches des zones successives ; cela étant, la formation de toutes les zones de la colonne de touryaïtisation a lieu pour un potentiel chimique de Ca plus élevé que pour la formation de toutes les zones de la colonne d'ijolitisation. La valeur dans ces roches du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} croît aussi à mesure qu'on s'approche de la source des solutions, ijolites ou touryaïtes [Rass, 1982]. On ne peut pas invoquer l'oxydation du fer par la présence de forts agents oxydants (ions V_2O_5, Cr_2O_3, MnO, Co, etc.) dont la quantité dans les roches étudiées est évanescente [Kukharenko *et al*., 1965] et, selon toute vraisemblance, elle est déterminée par la présence de solutions aqueuses d'alcalinité élevée. A en juger par la polarisation des modifications du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et des concentrations (Na + Ca) dans les zones successives des métasomatites à apoolivine, on peut considérer comme indiscutable la diminution d'alcalinité (augmentation d'acidité) des solutions donnant naissance à la métasomatose à mesure de l'éloignement de la source de celles-ci. Quant à la modification qui dans les minéraux coexistants affecte les rapports TR/Ca, Y-TR/Ce-TR, Fe/(Fe+Mg) (constituant des indices d'acidité), il a été établi [Rass, 1972] que, si en toile de fond il y a augmentation générale de l'acidité dans la composition des minéraux depuis les zones arrière jusqu'aux zones frontales, le maximum des compositions les plus acides de ceux-ci a lieu dans les zones médianes de la colonne.

A la syénitisation est liée l'apatitisation, qui a été étudiée en détail dans le massif de Magan (nord-ouest de la plate-forme sibérienne), d'une superficie de 42 km^2, formé au cours de 4 phases intrusives : une phase d'ultrabasites (olivinites, pyroxénites), une phase à meltéigite-ourtite (incluant aussi des roches feldspathiques : malignites et juvites), une phase à syénites (syénites néphéliniques et alcalines) et une phase à carbonatites (roches de la série des kamaforites et carbonatites proprement dites). Ce massif est composé à 80 % de roches de la deuxième phase, mais les métasomatites à pyroxène-apatite sont rapportées à une zone périphérique annulaire d'une puissance de 60 à 700 m, une extension d'environ 219 km, couvrant une superficie de 5,5 km^2. On peut, dans une certaine mesure, suivre les roches apatitisées jusqu'à une profondeur de 400 m. Elles sont intercalées entre les quartzites encaissants et des ijolites. Dans les parties sud-ouest et sud-est du massif, il existe une bande de roches phlogopitisées à pyroxène, représentant vraisemblablement des pyroxénites et des jacupirangites phlogopitisées. Les syénites alcalines et à néphéline de la troisième phase de mise en place représentent une bande annulaire discontinue dans la partie nord du massif, parallèlement à laquelle on a noté des ijolites apatitisées. Le rattachement des roches à pyroxène-apatite à des roches à pyroxène phlogopitisées, au sud, et à des ijolites, au nord, ainsi que l'étude pétrographique détaillée des roches à pyroxène-apatite, de leurs contacts avec les ijolites et les syénites néphéliniques, nous ont permis [Kravchenko *et al*., 1987] de considérer, dans une certaine mesure, les roches apatitisées de Magan comme des zones successives de la colonne de syénitisation, ayant pris naissance au stade magmatique lors de la mise en place des syénites néphéliniques et alcalines dans les roches de la série jacupirangite-ourtite, formées antérieurement, ainsi que dans les pyroxénites apatitisées.

L'étude des associations minérales formées par suite de la syénitisation des roches magmatiques et métasomatiques à néphéline-pyroxène antérieures permet d'observer des paragenèses stables se remplaçant l'une l'autre dans l'ordre suivant : Px_i+Ne+Ap – Px_i+Kfsp+Phl+Ap – Wo+Kfsp+Phl+Ap – Px_s+Ap – syénite néphélinique (Px_s+Ne+Kfsp). L'ijolite et (ou) la pyroxénite néphélinique subissent une feldspathisation potassique et une phlogopitisation avec conservation d'une partie du diopside (Px_i) ; lors du passage à la zone suivante il y a remplacement complet du diopside et formation de wollastonite ; la zone suivante (zone arrière) est une "aegyrinite" anchimonominérale qui se compose d'aegyrine-diopside (Px_s) et, combinée à de l'apatite, représente une zone métallifère. La modification des paragenèses minérales qui vient d'être décrite a lieu lors d'une augmentation des potentiels chimiques de Fe_2O_3 et Na_2O, c'est-à-dire d'une augmentation du potentiel d'alcalinité et d'oxydation, et lors d'un abaissement du potentiel chimique de CaO. Tout comme pour la formation des

colonnes métasomatiques d'ijolitisation et de touryaïtisation, c'est la diminution de Mg et Fe qui détermine la modification du chimisme des roches composant les zones successives de la colonne de syénitisation.

L'étude des associations minérales du complexe à phlogopite du masssif de Kovdor a mis en évidence [Rass, 1974] que celles-ci se remplacent l'une l'autre suivant la succession : (Ol)+Di+Phl+Ap (à grains géants) – Tr+(Ap)+Cc – Ol+Tfphl+Ap+(Cc) – Ol+Ap+(Cc) – carbonatite (Cc+Ap) (fig. 15.9). Les roches de cette colonne métasomatique se développent dans des roches à olivine, à pyroxène-olivine et à pyroxène-phlogopite, roches magmatiques et métasomatiques du stade magmatique. On connaît également de pareilles métasomatites dans le massif d'Odikhintcho (nord-ouest de la Sibérie) auxquelles est liée une occurrence de phlogopite (zone d'une roche à pyroxène-phlogopite à grains géants). L'examen des associations minérales formant les zones de cette colonne permet d'y noter la présence habituelle de paragenèses à deux minéraux, ce qui témoigne de l'inertie de seulement deux constituants ; on y note aussi l'instabilité de la paragenèse Ol+Px, ce qui témoigne de la mobilité de MgO. Le diagramme des paragenèses du complexe à phlogopite (fig. 15.9) montre qu'aux zones de la colonne établie empiriquement correspondent les points 1 → 2 → 3 → 4 du diagramme, se remplaçant successivement l'un l'autre à mesure de la croissance du potentiel chimique du magnésium.

La méthode de correspondance des phases [Perchuk, 1970] permet d'établir la température de formation de la roche à diopside-phlogopite à grains géants, égale à 700–720° C.

Métasomatites du stade postmagmatique. A côté des métasomatites du stade magmatique décrites ci-dessus, formées lors de processus d'ijolitisation, de touryaïtisation, de syénitisation et de carbonatisation de roches formées antérieurement à loccasion de la mise en place respectivement de meltéigites et ijolites, touryaïtes, syénites et carbonatites, il convient aussi de rapporter à la famille des métasomatites des complexes ultrabasiques alcalins à carbonatites des métasomatites du stade postmagmatique se formant apparemment à la fin de chacun de ces processus lors de l'abaissement de la température. Dès lors, s'il y a bien eu manifestation locale d'un processus de néphélinisation, mais que des processus métasomatiques postmagmatiques accompagnant la touryaïtisation et la syénitisation ne se sont pas clairement présentés, les processus postmagmatiques de carbonatisation (ayant lieu à l'abaissement de température des solutions avec remplacement correspondant des paragenèses de plus haute température par des paragenèses de plus basse température) présentent un assez large développement et dans nombre de cas une grande importance pour la

formation de minerais, en particulier, pour la genèse de gisements et occurrences métallifères à phlogopite.

On a étudié par la méthode de l'analyse paragénétique le remplacement des associations minérales existant au sein des métasomatites postmagmatiques des roches ultrabasiques alcalines du massif de Goulinskoïé (nord-est de la plate-forme sibérienne) en fonction de la modification du potentiel chimique de CaO et de la croissance de celui de H_2O. Cette étude a montré que ce sont des processus hétérogènes qui constituent un trait caractéristique de ces roches : phlogopitisation et cancrinitisation [Epstein *et al*., 1961], formation de roches à pyroxène-grenat, à phlogopite-grenat (skarns autoréactionnels) [Zharikov, 1968], et aussi de roches à mélilite hydratée [Lapin, 1965]. Ces processus aboutissent à la formation de métasomatites dont la zone arrière est essentiellement carbonatée, mais qui présentent l'une par rapport à l'autre des différences déterminées par la composition des roches de départ. Eu égard à la répétabilité des associations paragénétiques, aux règles gouvernant leur remaniement et à la directivité affectant la modification de ferruginosité de la phlogopite et du pyroxène qui y coexistent, il est possible de présenter ces métasomatites sous forme des colonnes métasomatiques suivantes, faciès différents de roches carbonatisées : 1. Roche à olivine-pyroxène (magmatique ou métasomatique du stade magmatique) – roche à olivine-pyroxène phlogopitisée – roche à pyroxène-phlogopite, glimmérite à porphyroblastes (Il se forme une glimmérite à porphyroblastes lors du remplacement de roches porphyriques, en particulier, à mélanéphélinite) – roche à phlogopite-calcite ; 2. Roche à néphéline-pyroxène (magmatique ou métasomatique du stade magmatique) – roche à néphéline-pyroxène avec mélanite – roche phlogopitisée et (ou) cancrinitisée – roche à phlogopite-mélanite roche à phlogopite-calcite ; 3. Roche comportant de la mélilite (magmatique ou métasomatique du stade magmatique) – roche phlogopitisée comportant de la mélilite – roche à mélilite hydratée-olivine – roche à mélilite hydratée-phlogopite – roche à mélilite hydratée-calcite.

On observe dans les analyses chimiques des roches [Epstein *et al*., 1961] constituant les diverses zones des colonnes théoriques précitées un déplacement des points représentatifs du diagramme (fig. 15.10), reflétant la tendance au rapprochement des compositions des métasomatites, des faciès dans les différentes roches primitives.

Lien avec la minéralisation. Une formation ultrabasique alcaline à carbonatite présente dans l'ensemble un potentiel métallifère unique : y sont liées d'importantes et même très importantes minéralisations en apatite, phlogopite,

vermiculite, éléments rares et terres rares. Les processus métasomatiques favorisent la concentration et la localisation de ces constituants utiles.

On a parlé ci-dessus du mécanisme de formation du gisement d'apatite de Magan, ayant eu lieu lors de la syénitisation de roches à pyroxène et à pyroxène-néphéline magmatiques et métasomatiques du stade magmatique formées antérieurement. La source de phosphore est sans aucun doute d'origine mantellique, ce que démontre l'extension d'apatite accessoire pratiquement dans tous les produits de différenciation des magmas alcalins et dans les carbonatites. Il a été établi expérimentalement [Kogarko *et al.*, 1981] que la solubilité du phosphore est 4 fois plus élevée dans les produits alcalins hâtifs de la différenciation que dans les meltéigites et que lors de la différenciation a lieu une cristallisation massive d'apatite accessoire ne donnant toutefois pas lieu à formation de gisements ou d'occurrences de minerais. Ces derniers ne se forment qu'à l'occasion d'une syénitisation à large échelle au front d'intrusion de syénites. On peut depuis peu considérer comme établie l'appartenance du gigantesque massif de Khibiny à une formation ultrabasique alcaline à carbonatite et la genèse du gigantesque gisement d'apatite qui s'y rapporte peut être interprétée de la façon qui vient d'être exposée.

Tous les chercheurs qui ont découvert des massifs ultrabasiques alcalins lient à des processus métasomatiques la formation de phlogopite d'intérêt économique (à faible teneur en fer et à gros cristaux) qu'ils contiennent. En réalité, tout processus métasomatique conduit à la formation de métasomatites dans lesquelles se présentent des roches phlogopitisées et souvent des glimmérites anchimonominérales. Dans les massifs de la province de Maïmetcha-Kotouïsk (nord-ouest de la plate-forme sibérienne) on a signalé [Prokhorova *et al.*, 1966] 5 types de gisements de phlogopite dépendant de la composition des roches à phlogopite : 1) type à olivinite ; 2) à apomélilite ; 3) filons pegmatoïdes à diopside dans des apojacupirangites et apoolivinites ; 4) filons pegmatoïdes à néphéline-pyroxène dans des apopyroxénites et apojacupirangites ; 5) filons pegmatoïdes à grenat-néphéline-pyroxène zonés symétriquement dans des roches à néphéline-mélilite. Quant à rapporter ces types à telle ou telle métasomatite, il est rationnel de regrouper les types 1) et 3), ainsi que les types 2) et 5). On peut rapporter au type comprenant 1) et 3), le gisement à phlogopite de Kovdor [Ternovoy *et al.*, 1969 ; Krasnova, 1972], le secteur d'Ebe-Iouriakh du gisement d'Odikhintch [Goldburt & Landa, 1963], l'occurrence à phlogopite de Kougda [Egorov, 1964]. En comparant les teneurs en Mg, Fe, Ti des phlogopites provenant des zones successives des colonnes de carbonatisation, il a été établi [Rass, 1980] que la teneur moyenne en fer des phlogopites décroît des zones frontales vers les zones arrière, bien que ce soit la phlogopite des zones médianes qui montre le maximum de cette teneur. La teneur moyenne des

phlogopites en titane décroît dans le même sens. Dans de pareils gisements on peut distinguer deux étapes de métasomatisme. Dans la première étape, à la mise en place du magma alcalin, il y a eu formation de roches à pyroxène et à pyroxène-phlogopite et une mobilisation de Mg à partir des olivinites et d'Al à partir des ijolites ; le potassium s'est soit mobilisé à partir de la phlogopite des roches magmatiques, soit, étant un constituant parfaitement mobile abondant, il s'est trouvé dans les solutions métasomatiques et a, en présence d'un métasomatisme alcalin, pris part à la formation de la phlogopite. Dans la seconde étape de formation des gisements à phlogopite du type considéré, il y a eu carbonatisation des métasomatites de formation antérieure et recristallisation de la phlogopite avec diminution de la teneur en fer et augmentation de la dimension des cristaux. Les gisements à phlogopite proprement dits se forment dans des roches à phlogopite à un stade postmagmatique. Si une des étapes suivantes a eu lieu – ijolitisation avec formation de glimmérites, carbonatisation de mélanéphélinites, carbonatisation d'ijolites – il n'y a pas de concentrations de phlogopite exploitables économiquement. Les filons pegmatoïdes à néphéline-pyroxène (des 4 types), dont la phlogopite se caractérise par une teneur en fer de 31, représentent apparemment une zone à néphéline-pyroxène de la colonne d'ijolitisation et les perspectives d'y trouver de la phlogopite exploitable économiquement sont peu probables. Dans la formation des gisements de phlogopite liés à des roches renfermant de la mélilite (types 2 et 5) on peut de même distinguer 2 étapes : ijolitisation de roches à olivine-mélilite [Egorov, 1969] et carbonatisation ultérieure de celles-ci avec formation de zones intermédiaires renfermant de la mélilite hydratée. De sorte que les conditions propices à la formation dans les massifs ultrabasiques alcalins de phlogopite à gros cristaux et faible teneur en fer (f de 6 à 14) exploitable économiquement s'avèrent être : 1) degré suffisant de différenciation d'un magma ultrabasique alcalin, 2) développement suffisant des processus métasomatiques, 3) mise en œuvre de processus de carbonatisation de métasomatites du stade magmatique de formation antérieure. Les concentrations importantes (et exploitables économiquement) de niobium (pyrochlore), de zirconium (baddeleyite) et de terres rares (carbonates de terres rares) sont également liées à des carbonatites de genèse métasomatique.

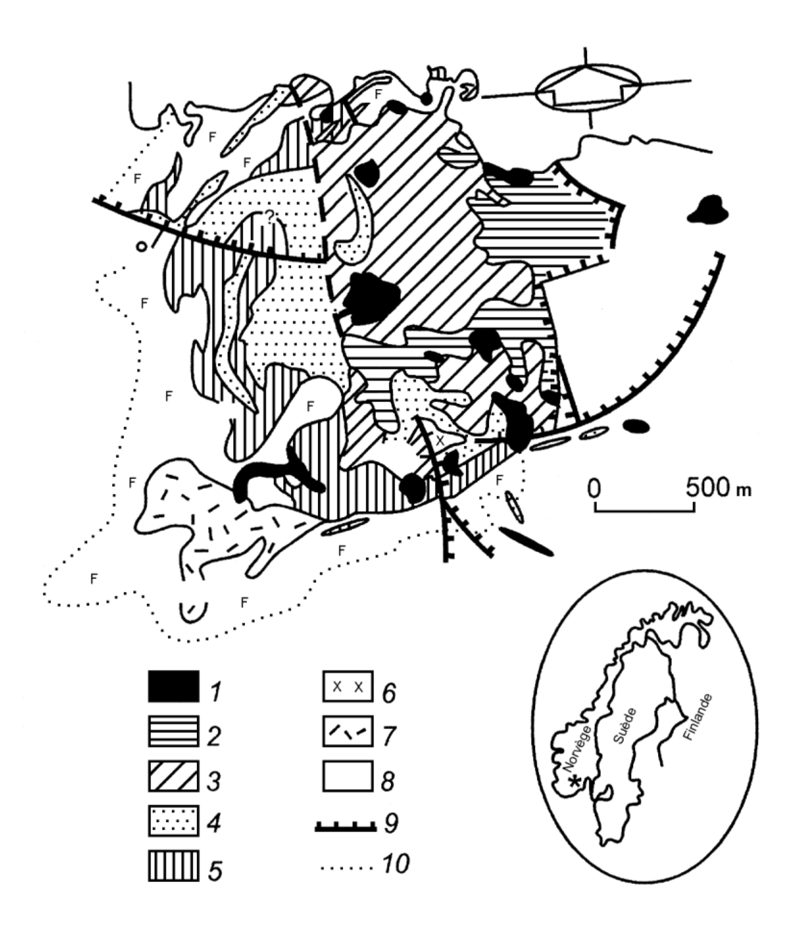


Fig. 15.1. Croquis géologique du massif de Fen [Mitchell, 1980]
1 – damkjernite ; *2* – ferrocarbonatites ; *3* – carbonatites dolomitiques ; *4* – seuvites (carbonatites calcitiques) ; *5* – silicocarbonatites ; *6* – vibétoïtes ; *7* – ourtites, ijolites, meltéigites ; *8* – gneiss archéens ; *9* – failles ; *10* – limites des fénites (F)

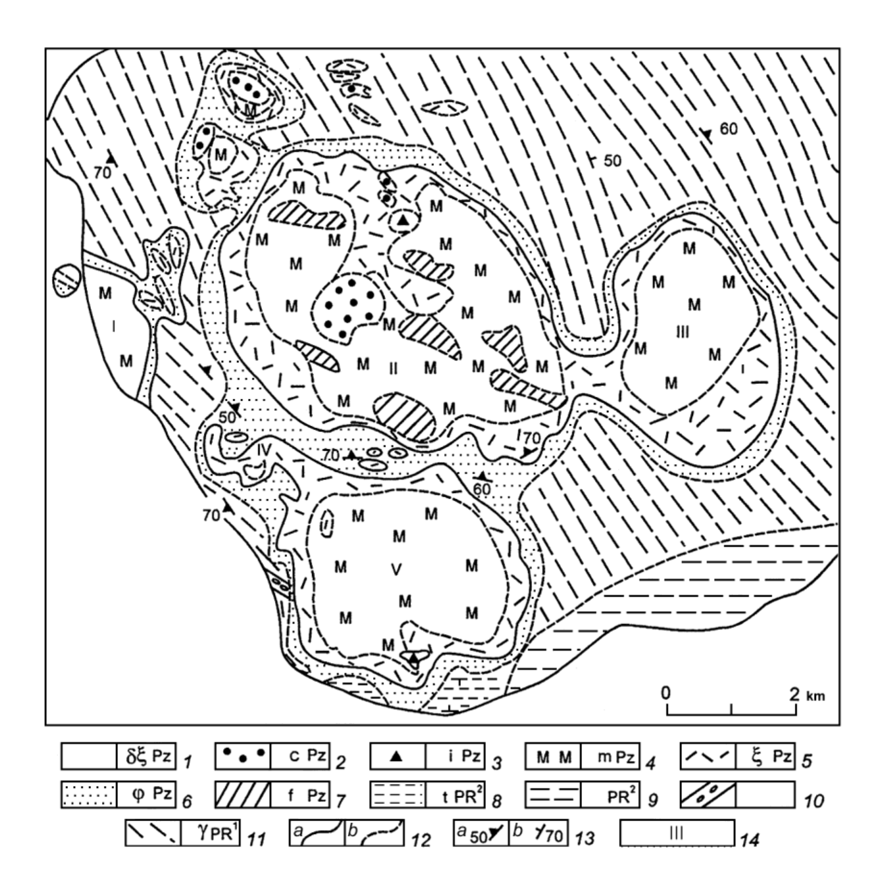


Fig. 15.2. Croquis géologique des massifs du cap de Tour [Evdokimov, 1982]
1 – porphyres de meltéigite à olivine ; *2* – carbonatites et camaphorites ; *3* – ijolites-ourtites de la seconde phase alcaline ; *4* – roches à mélilite indissociées ; *5* – ijolites-meltéigites de la première phase alcaline ; *6* – fénites indissociées ; *7* – pyroxénites ; *8* - grès rouges de la série de Tersk ; *9* – aleurolites et grès quartzitiques de la série de Tour ; *10* – conglomérats de base ; *11* – granitoïdes du complexe d'Oumbinsk indissociés ; *12* – limites géologiques : *a* – observées, *b* – présumées ; *13* – éléments d'occurrence : *a* - rubanement des magmatites et métasomatites, *b* – litage et plans des contacts ; *14* - massifs (I – Kouznavoloksk, II – Central, III – Letnegorsk, IV – Gornoozersk, V - Sud)

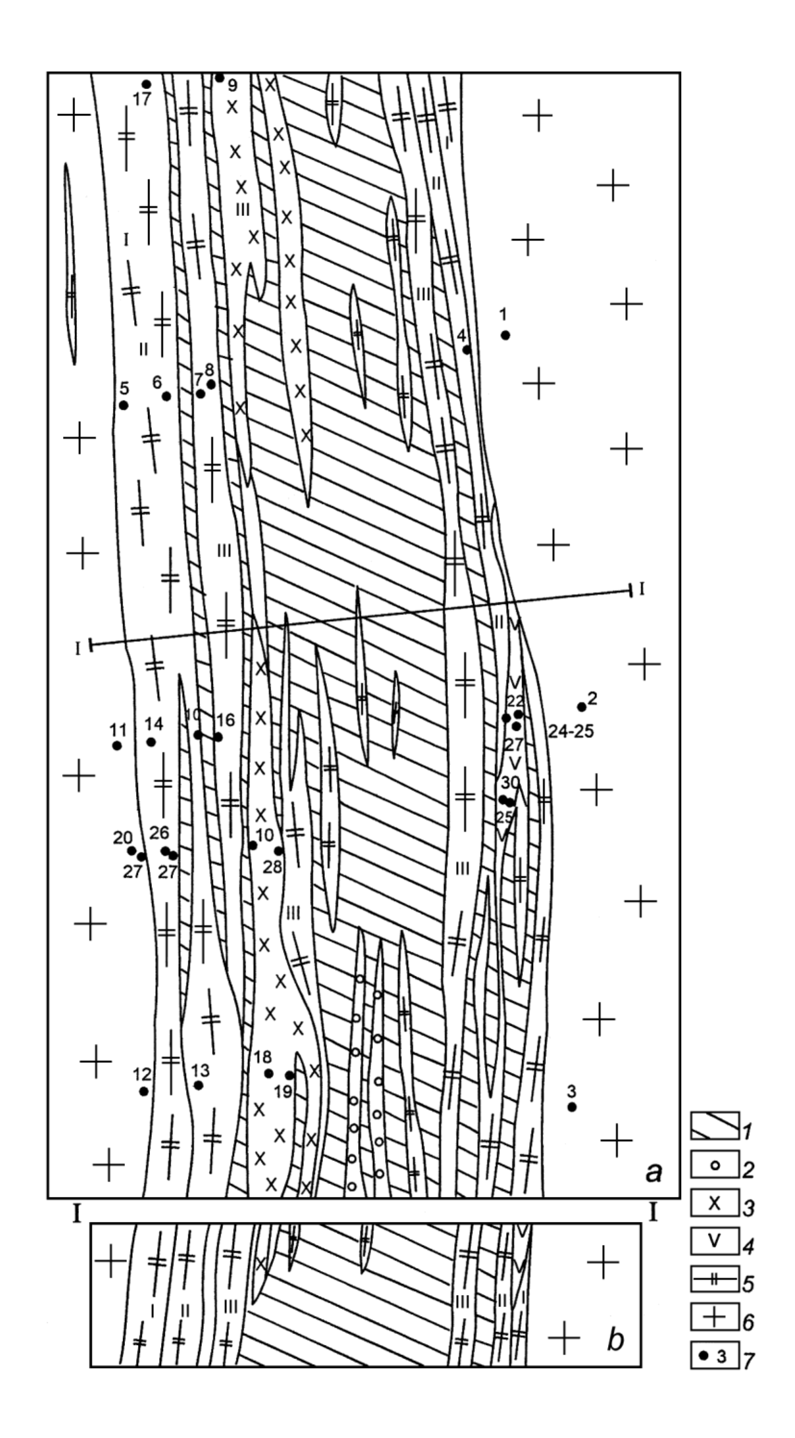


Fig. 15.3. Croquis géologique du secteur de Novopoltava dans la région de la Mer d'Azov [Kapoustine, 1982]

a – partie centrale de la zone à carbonatites ; *b* – coupe suivant I-I ; *1* – carbonatites ; *2* - albitites ; *3* – fénites leuco- à mésocrates néphélinifères ; *4* – gabbro-pyroxénites fénitisées, en partie avec néphéline ; *5* – gneiss, granites et magmatites fénitisés ; *6* – granites et migmatites de l'Archéen ; *7* – sites de prélèvement d'échantillons.
I-III – zones à fénites : interne, médiane et externe

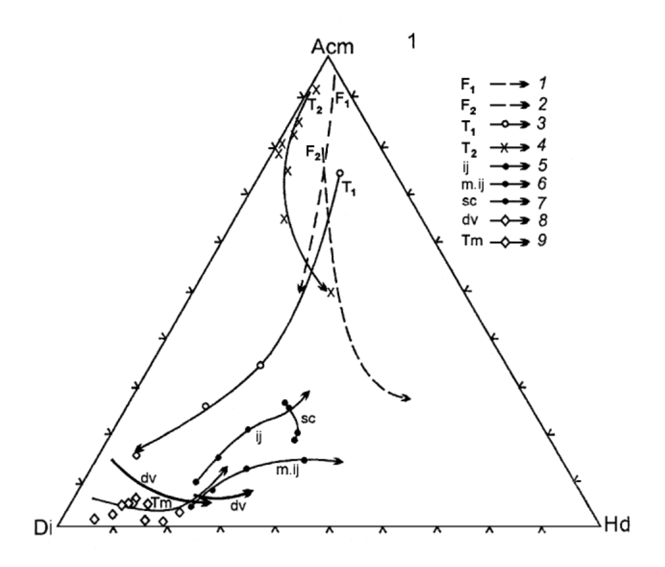


Fig. 15.4. Modification de la composition des pyroxènes
F_1, F_2 – des zones successives de la colonne de fénitisation du massif de Fen [Morogan, 1994] ; T_1, T_2 – des zones successives de la colonne de fénitisation – apogranitique (T_1) et apogréseuse (T_2) – des massifs du cap de Tour [Evdokimov, 1982] ; ij – d'ijoiltes, m.ij - d'ijolites à mélanite, dv – de damkjernites et vibétoïtes, sc – de silico-carbonatites du massif de Fen [Mitchell, 1980] ; Tm – de roches à mélilite des massifs du cap de Tour [Rass, 1986]

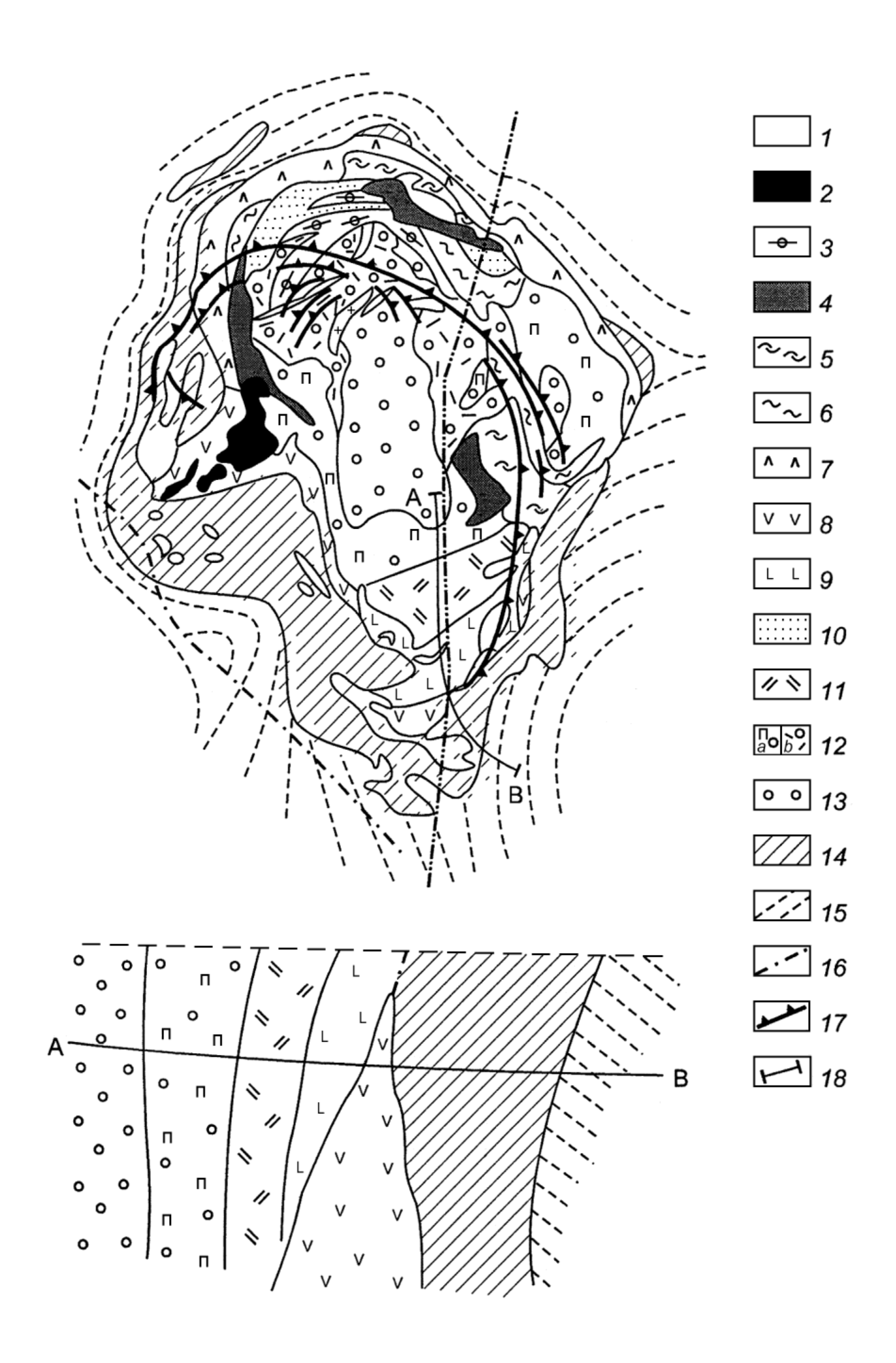


Fig. 15.5. Croquis géologique du massif de Kovdor [Ternovoï *et al.*, 1969] avec éléments de carte tectonique structurale [Krasnova & Sokolova, 1978] et modèle possible de formation de la zonalité métasomatique verticale

1 – carbonatites ; *2* – roches à apatite-forstérite-magnétite ; *3* – roches à phlogopite-olivine à très gros grains et grains grossiers ; *4* – skarns à grenats ; *5* – touryaïtes ; *6* – mélilitolites ; *7* – ijolites-ourtites ; *8* – ijolites-meltéigites ; *9* – jacupirangites ; *10* – roches à monticellite ; *11* – glimmérites (biotitites) ; *12* – olivinites pyroxénisées et phlogopitisées ; *13* - olivinites ; *14* – fénites ; *15* – gneiss ; *16* – failles de 1[e] phase ; *17* – failles annulaires ; *18* – AB et CD sont les coupes SSE et ONO des sondages respectifs ; AB, à la partie inférieure du croquis, est la coupe SSE de l'affleurement actuel

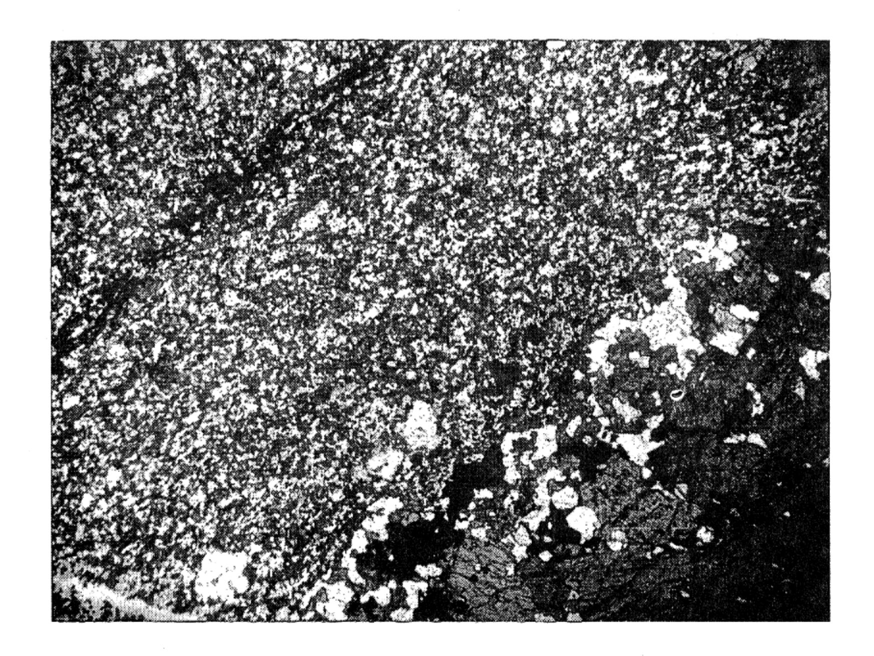


Fig. 15.6. Lame mince dans un filonnet ijolitique d'une roche à néphéline-pyroxène, massif de Kovdor
Lame mince 1469a, collection de A.A. Glagolev, grossissement 30 x, en lumière naturelle

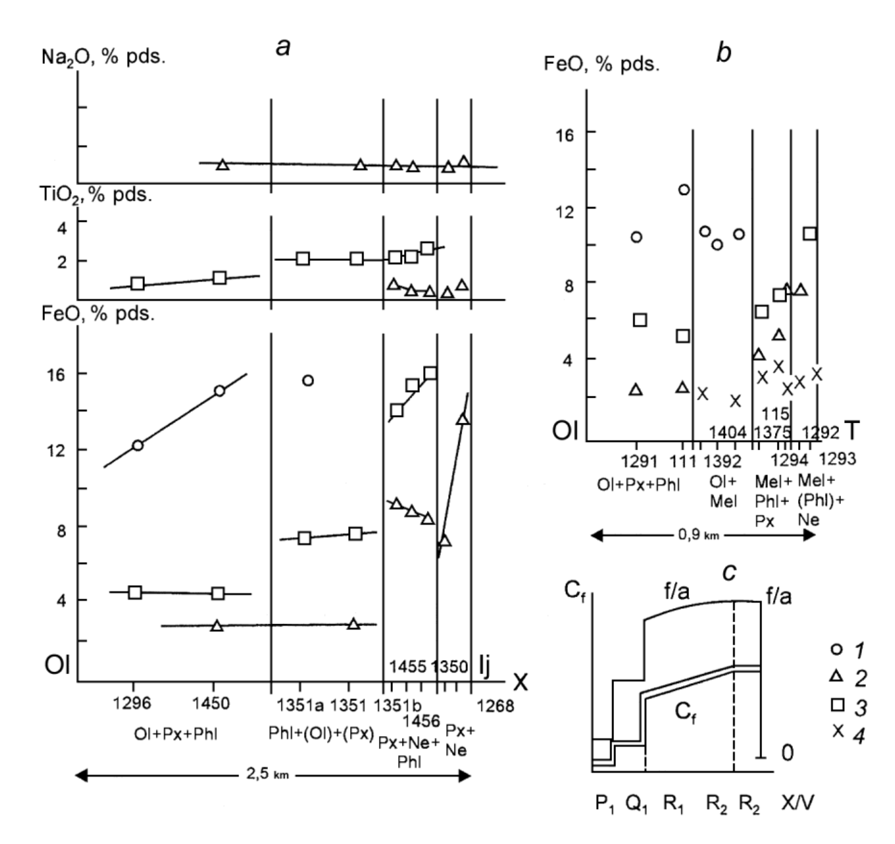


Fig. 15.7. Modification de concentration de FeO, TiO_2, Na_2O dans l'olivine (*1*), le pyroxène (*2*), la phlogopite (*3*), la mélilite (*4*), coexistant dans les roches des zones successives des colonnes métasomatiques : *a* – ijolitisation, *b* – touryaïtisation. On a fait figurer en abscisse la position des échantillons [Rass, 1986] dans les coupes : olivinite (O) – ijolite (I) et olivinite (O) – touryaïte (T) ; *c* – diagramme de D.S. Korzhinsky [1982] relatif à la modification de concentration C_f dans la solution et f/a dans les minéraux des roches en fonction de la modification de la distance relative x/v

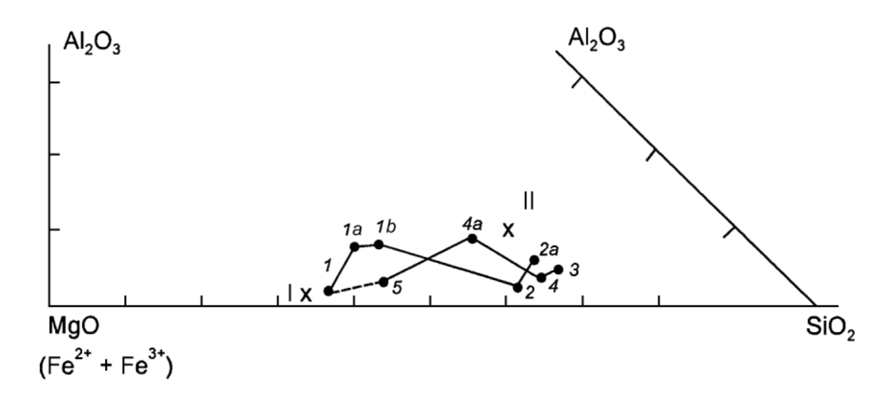


Fig. 15.8. Points représentatifs des compositions de roches des zones successives des colonnes métasomatiques

1 – olivinite phlogopitisée ; *1a* – olivinite pyroxénisée ; *1b* – glimmérite ; *2* – pyroxénite à néphéline ; *2a* – roche à néphéline-pyroxène ; *3* – roche à néphéline-mélilite ; *4* – roche à phlogopite-mélilite ; *4a* – roche à olivine-mélilite ; *5* – mélilitolite. On a également fait figurer la composition des olivinites (I) et des meltéigites-ijolites (II)

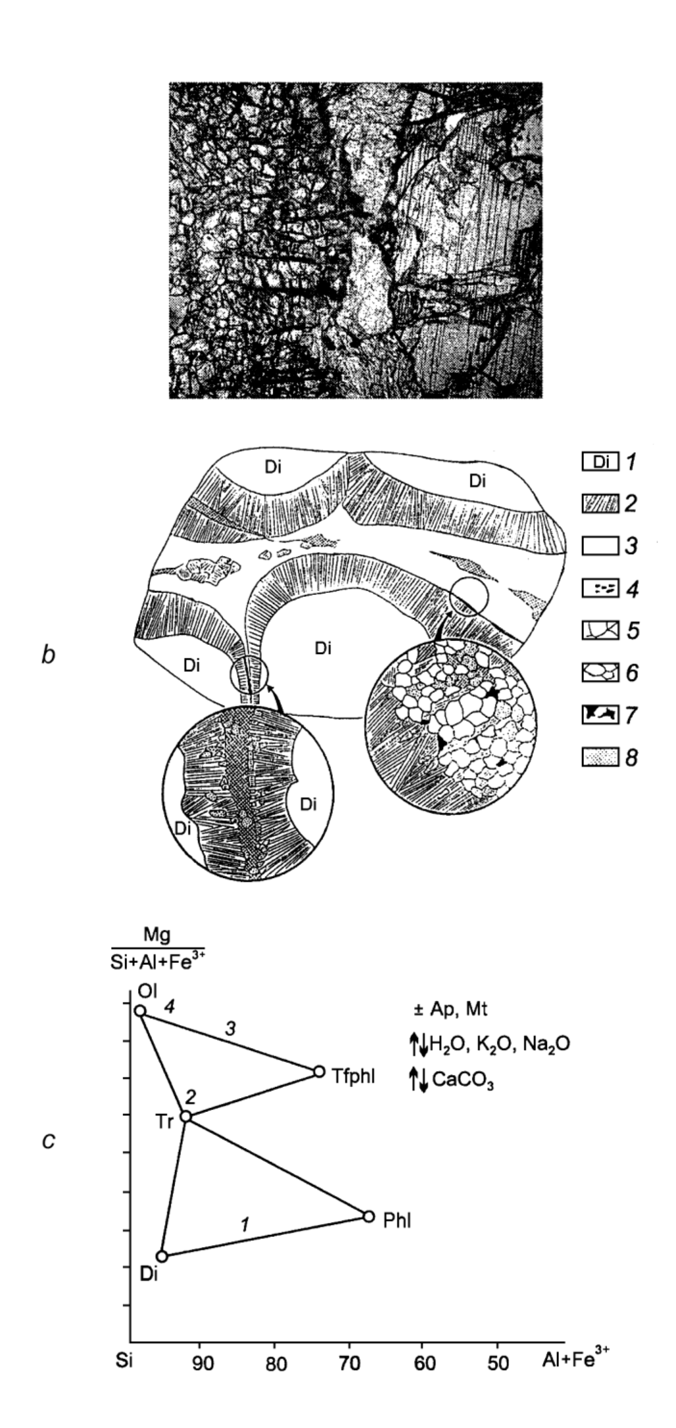


Fig. 15.9. Carbonatisation des roches à pyroxène-néphéline

a – zonalité : diopside+phlogopite (trémolite) olivine+apatite+tétraferriphlogopite. Lame mince 5, grossisement 20x, en lumière naturelle ; *b* – filonnet carbonaté avec zones réactionnelles dans une roche à diopside à gros grains (croquis d'un échantillon, réduction 2x) ; en médaillons, croquis de détail des parties figurant dans les petits cercles ; *1* – diopside ; *2* – trémolite ; *3* – agrégat d'olivine, tétraferriphlogopite et apatite ; *4* – tétraferriphlogopite ; *5* – olivine ; *6* – apatite ; *7* – magnétite ; *8* – calcite ; *c* – diagramme des paragenèses des métasomatites du complexe à phlogopite du massif de Kovdor : *1–4* – zones de la colonne métasomatique

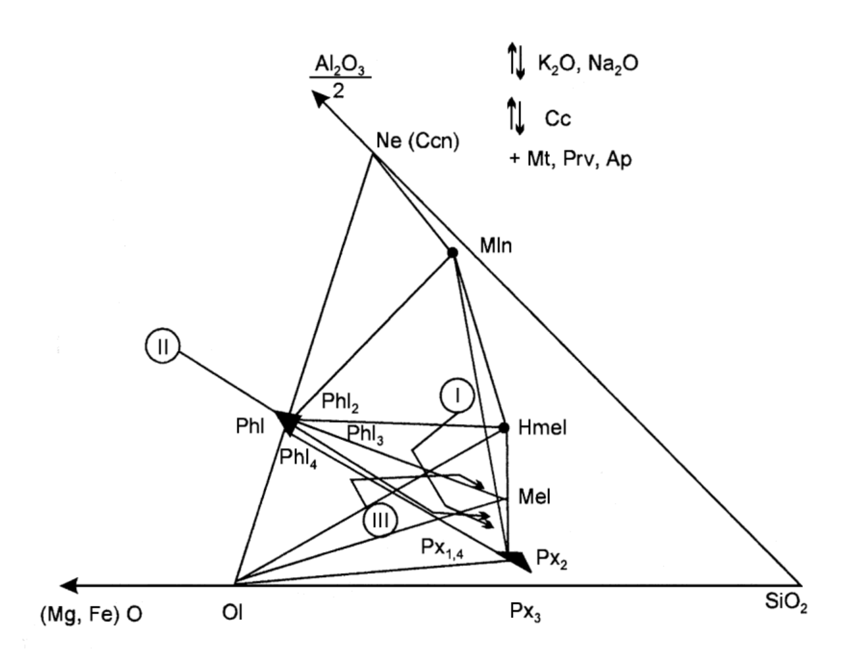


Fig. 15.10 Diagramme des faciès des métasomatites postmagmatiques du massif de Goulinskoïé dans (I) les meltéigites et roches à pyroxène-néphéline, (II) l'olivinite et les roches à pyroxène-olivine, (III) les roches à mélilite

Ol – olivine ; Phl_1 et Px_1 – phlogopite et pyroxène des roches à olivine-pyroxène ; Phl_2 et Px_2 – des roches à néphéline-pyroxène ; Phl_3 et Px_3 – des roches à pyroxène-néphéline avec mélanite ; Phl_4 et Px_4 – des roches à pyroxène-calcite

Chapitre 16

LES SKARNS

Définitions. Types de skarns. Le terme "skarn", apparu dans la littérature à la fin du siècle dernier, provient du vocabulaire des mineurs suédois. Ils désignaient ainsi des roches minéralisées, composées de silicates calco-magnésiens, répandus dans les gisements de la Suède centrale. Les notions de "skarns" et de "gisements de skarns" ont toutefois été confirmées sensiblement plus tard, dans les années 30-40 de notre siècle, après les travaux de P.P. Pilipenko [1939], D.S. Korzhinsky [1948, 1953] et autres chercheurs connus : [Abdoulaev, 1947 ; Karpova & Ivashentsev, 1954], se substituant ainsi à des termes qui avaient cours, tels que "tectites", "métasomatites de contact" ou gisements métasomatiques de contact, métamorphiques de contact, pyrométasomatiques. Actuellement, les termes skarns et gisements de skarns sont généralement acceptés [Zharikov, 1968 ; Zharikov, 1970 ; Economic Geology, 1982]. Il y a plus d'un siècle que, depuis les travaux de B. von Cotta [von Cotta, 1864] et d'A. Groddeck [1879], les gisements de skarns sont étudiés, les hypothèses les plus variées ayant été émises à propos de leur genèse : 1) hypothèse hydrochimique [I. Lambert, I. Morozevich *et al.*] ; 2) hypothèse métamorphique [I. Rosenbusch, S. Lead *et al.*] ; 3) hypothèse magmatique [E. Fedorov, X. Johannsen *et al.*] ; 4) quelques variantes d'hypothèses métasomatiques et hydrothermales [A. Zavaritskiy, V. Lindgren, V. Goldschmidt, D.S. Korzhinsky, P.P. Pilipenko *et al.*].

Actuellement, la théorie de formation des skarns qui a reçu une reconnaissance générale est la théorie de "réaction de contact" avancée par D.S. Korzhinsky [1945, 1948, 1953] et élaborée à tous points de vue par ses successeurs [Zharikov, 1968, 1985, 1991 ; Zaraisky *et al.*, 1986, 1989 ; Zaraisky, 1989]. Conformément aux idées qui ont été développées, les skarns prennent naissance comme résultat d’une interaction réactionnelle entre roches carbonatées et roches magmatiques ou autres roches silico-alumineuses par l’intermédiaire de solutions magmatogènes. Il s’ensuit une définition et une typologie des skarns.

On entend par *skarns* des roches métasomatiques formées de silicates de calcium, magnésium et fer et d’aluminosilicates ayant pris naissance dans une

zone d’auréole de contact de haute température d’intrusions et résultant d’une interaction entre des roches carbonatées, d'une part, et un magma, des roches aluminosilicatées intrusives ou autres, d'autre part, avec intervention de solutions magmatogènes.

Au point de vue composition minéralogique et paragenèses, on distingue *les skarns calciques* et *les skarns magnésiens* ; ils se distinguent aussi au point de vue conditions de formation et contexte géologique.

Au point de vue mécanisme de formation, on distingue les skarns *de diffusion*, bimétasomatiques, et les skarns *d’infiltration,* skarns de contact-infiltration et skarns autoréactionnels.

On distingue enfin, en fonction de la composition des roches de départ, les *endoskarns* et les *roches périskarns*[6], qui se forment dans des roches aluminosilicatées, et les *exoskarns* dérivant de roches carbonatées. Si les roches carbonatées renfermaient initialement du matériel silicaté ou aluminosilicaté, les formations d'exoskarns qui y ont pris naissance sont dites *skarnoïdes.* Elles se distinguent par la présence de nombreux minéraux (dérivant du matériel aluminosilicaté de départ) et ne présentent pas de répartition zonale de pyroxène et grenat. Outre ces roches apparentées aux skarns, qui proviennent d'une réaction au contact, on distingue encore un autre groupe : les *skarns autoréactionnels* dont l'origine est due à une métasomatose calcique sans qu'il y ait nécessairement intervention de roches carbonatées. Le tableau 16.1 donne une subdivision optimale des skarns sous forme systématique.

A côté des types de skarns qui viennent d'être cités et sont universellement admis, certains chercheurs mettent parfois à part les skarns "ferrifères", y rattachant des métasomatites tout à fait différentes. Dans certains cas [Burt, 1974], ce sont des skarns calciques habituels à pyroxène et grenat fortement ferrifères, ilvaïte et magnétite. Dans d’autres cas, [Strygin, 1964, 1978], ce sont de tout autres métasomatites, maladroitement rapportées aux skarns, que l’on rencontre parmi des quartzites ferrugineux ou au contact de ceux-ci avec des granitoïdes et qui sont composées d’almandin, hypersthène, fayalite et spinelle. Ces métasomatites ont une autre origine que les skarns ordinaires et il est inopportun de les appeler des skarns. De même, il ne convient pas non plus d’appeler skarns "manganésifères" des roches provenant du métamor-

[6] On appelle roches périskarns (entourant des skarns) des formations d'endoskarns, composées dans une large mesure de feldspaths, de scapolite et d'autres aluminosilicates, ayant pris naissance lors d'une désilicification de roches primitives aluminosilicatées.

Tableau 16.1 **Types de skarns**

D'après la composition minérale	D'après le mécanisme de formation	
Magnésiens (MgSk)	D'infiltration	(inf)
	De contact-infiltration	
	De diffusion	(dif)
	Bimétasomatiques	(bim)
Calciques (CaSk)	D'infiltration	(inf)
	De contact-infiltration	
	Autoréactionnels	(auto)
	De diffusion	(dif)
	Bimétasomatiques	(bim)

phisme de séries volcano-sédimentaires riches en manganèse et renfermant des minéraux tels que rhodonite, babingtonite, spessartine, etc. Il convient cependant de remarquer que les pyroxènes et pyroxénoïdes manganésifères : johannsénite, bustamite, rhodonite sont tout à fait caractéristiques des gisements de skarns polymétalliques. On a même parfois distingué des "skarns alcalins" [Zhao *et al*., 1990], soulignant par là même les particularités des skarns habituels de réaction au contact, dont l'origine est liée à la mise en place de roches alcalines dans des marbres dolomitiques ou calcitiques. Les particularités de ceux-ci se traduisent naturellement par la formation de "minéraux sodiques" : aegyrine, aegyrine-albite, akermanite, néphéline, sodalite, lazurite, albite et autres minéraux "alcalins". Étant donné la prédominance de ces minéraux, il ne convient pas d'appeler skarns les roches correspondantes, bien que la genèse bimétasomatique, de réaction au contact, de celles-ci n'appelle, en règle générale, aucun doute.

Contexte géologique des skarns et des gisements de skarns. Les skarns sont largement répandus au sein de la croûte terrestre. L'occurrence de ceux-ci exige toutefois la conjugaison, dans une large mesure, de trois conditions indispensables. En premier lieu, l'existence d'une mise en contact de deux milieux se trouvant en déséquilibre chimique, que ce soit des roches carbonatées et un milieu aluminosilicaté, celui-ci pouvant être constitué d'une solution magmatique ou d'une roche intrusive ou encore d'autres roches aluminosilicatées quelconques (gneiss, micaschistes, etc.). En deuxième lieu, les skarns sont

formés de minéraux de haute température ; c’est pourquoi, ils se rencontrent toujours soit au contact immédiat des intrusions, soit dans la zone de l'auréole de contact de haute température de massifs intrusifs. Enfin, en troisième lieu, le déroulement de processus intensifs de formation de skarns par voie de contact-infiltration ou par voie bimétasomatique exige l'intervention

tableau (suite)

Composition des roches remplacées	Minéraux typomorphes
Exoskarns	Fo, Cpx, Spl (Per, Mtc, Gel – faciès de faible profondeur)
Endoskarns, périskarns	Cpx, Spl, Pl, Scp, Kfs
Exoskarns	Cpx, Fo, Dol
Endoskarns, périskarns	Cpx, Phl, Pl, Scp, Kfs
Exoskarns, skarnoïdes	Cpx, Grt, Wo
Endoskarns, périskarns	Cpx, Grt, Pl, Ep, Sc, Kfs
Endoskarns, périskarns	Cpx, Grt, Ves, Ep, Pl, etc.
Exoskarns, skarnoïdes	Cpx, Grt, Wo
Endoskarns, périskarns	Cpx, Grt, Ep, Pl, Sc, Kfs

de solutions hydrothermales, habituellement de genèse magmatogène[7]. Ces indices sont indispensables en ce qui concerne tous les skarns "authentiques". La réduction d’un quelconque de ces facteurs entraîne le déclassement des skarns en roches offrant une ressemblance à des skarns ou à d'autres métasomatites de réaction, mais de genèse étrangère aux skarns.

Étant donné le lien nettement marqué des skarns avec le magmatisme, il n’est pas sans intérêt de se faire une idée de la parenté (non seulement spatiale, mais aussi génétique) des skarns avec différentes formations magmatiques. L'enquête que nous avons réalisée (sur plus de 100 gisements de skarns) [Zharikov, 1968] fait l'objet de la figure 16.1. La prise en compte des formations magmatiques a été simplifiée (même d'une manière éclectique, par exemple, formation d'intrusions mineures à l'opposé d'autres intrusions au point de vue des

[7] Nous entendons par solutions hydrothermales des fluides "bouillants" essentiellement aqueux, dotés de propriétés à caractère "liquide", indépendamment de leur consistance. La provenance de ces fluides (à en juger par l'isotopie) est d'origine magmatique, principalement juvénile, bien que dans certains cas il y ait manifestement présence d'eaux vadoses.

associations de roches intrusives) ; néanmoins, le contexte géologique de chacune des formations est entièrement déterminé et suffisant pour nos objectifs. Le croquis fait apparaître un lien de parenté qui saute aux yeux entre skarns et formations de gabbro-syénite-plagiogranite et surtout de granitoïdes qui se développent aux stades initiaux et intermédiaires du cycle géosynclinal ou sont, dans la terminologie actuelle, liés aux arcs insulaires et au régime géodynamique de collision (orogénique).

Le tableau 16.2 donne une caractérisation plus détaillée du contexte géologique des skarns et de leur minéralisation typique. Ce tableau n'englobe certes pas toute la variété des formations de skarns, mais il en reflète les traits essentiels (une énumération des types de skarns traduit seulement leur abondance relative et non une suite de nature génétique)

En plus des skarns, le tableau 16.2 donne la composition des minerais qui se développent dans les divers skarns et qui ont, comme on le sait, une importance économique considérable. Selon le rapport entre les processus de formation de skarns et la minéralisation, on admet de distinguer plusieurs types de minéralisation ou familles de minerais de skarns [Zharikov, 1960, 1965, 1968] :

1) type de minéralisation simultanée ;
2) type de minéralisation concomitante ;
3) type de minéralisation superposée.

Le type de minéralisation simultanée, dans laquelle le dépôt du minerai a lieu au cours du processus de formation des skarns, présente une extension très limitée (nous avons en vue une minéralisation proprement dite et non une quantité médiocre, par exemple, de magnétite, habituelle des zones externes des skarns magnésiens). A ce type se rapporte partiellement la minéralisation borée des skarns magnésiens, la minéralisation phlogopitique des skarns ma-

Tableau 16.2. **Contexte géologique des divers types de skarns et minerais**

Contexte géologique	Magmatisme	Skarns	Minéralisation
Boucliers anciens	Granitisation, granitoïdes,	Mg-Sk (inf, dif) Ca-Sk (inf) rarement	Phlogopite Fe, B (concomitante)
Boucliers anciens réactivés	A granitoïdes (séries mélangées)	Ca-Sk (inf, dif)	Cu, Pb, Zn, Au, etc. (superposée)
Plates-formes	Ultrabasique alcalin	Mg-Ca-Sk (auto) Mg-Sk (inf)	Phlogopite Fe, terres rares, rarement, (concomitante)
Étapes précoces du développement d'un géosynclinal	A gabbros-plagiogranites	Ca-Sk (dif, inf, auto)	Fe, Cu, Co, (Au,, Polymétalliques)
Étapes intermédiaires du développement d'un géosynclinal	Granitoïdes (formation à granodiorites-	Ca-Sk (dif, inf) Mg-Sk (inf)	Wo, Mo, Sn, Cu, Zn Pb, Be, B (superposée)
Étapes tardives du développement d'un géosynclinal régimes postorogénique et	Formation d'intrusions mineures (granitoïdes variés jusque	Cu-Sk (dif, inf) Mg-Sk (inf)	Pb, Zn, Cu, W, Sn, B, Au, Ag, etc. (superposée)

gnésiens et des skarns autoréactionnels. Cependant, même dans ces cas, les borates et la phlogopite exploitables économiquement se forment plus tard, lors de la recristallisation ultérieure des skarns primaires, et il n'est pas rare qu'ils soient accompagnés d'autres minéraux d'aposkarns.

Néanmoins, de temps à autre, des tentatives refont surface de la part de certains chercheurs [Yezhov, 1994] qui établissent un lien direct entre une partie de la minéralisation à magnétite, scheelite et sulfures et la formation des skarns. Ils avancent en guise d'arguments des faits relatifs à la découverte de minéraux métalliques disséminés en association avec du pyroxène et du grenat. Il faut, en toute justice, remarquer que, lors de la reproduction expérimentale de la formation de skarns bimétasomatiques, l'action de solutions, fortement enrichies en éléments métalliques chlorurés, fait apparaître, principalement au contact entre marbres et exoskarns, une dissémination de minéraux métalliques : magnétite, sulfures (en présence de soufre dans le système) ; parfois, la magnétite forme une "zone" massive [Zaraisky *et al.*, 1986 ; Yezhov & Zaraisky, 1994]. Si alors on se tourne vers des objets naturels, un examen détaillé montre que l'apparition de minéraux métalliques est toujours accompagnée d'une modification des minéraux primaires du skarn et, si cette minéralisation a lieu à haute température, il y a recristallisation des minéraux du skarn avec formation de pyroxène plus riche en fer et de grenat "métallifère" (plus riche en fer et à teneur élevée en molécules de pyralspite). On peut se convaincre du fait que la dissémination des mêmes minéraux métallifères, scheelite et sulfures, s'accompagne en extension d'une silicification des skarns. Si, en outre, on considère que les processus de skarnification et de minéralisation sont soumis à des tendances géochimiques opposées, les idées relatives à une minéralisation "simultanée" des skarns se trouvent être invraisemblables.

Les minerais du second type, la famille des minerais concomitants, sont typiques de divers types de skarns. La minéralisation de type concomitant modifie directement le processus de formation des skarns et est habituellement accompagnée d'une modification des minéraux primaires des skarns. A cette famille se rapportent les minerais à magnétite et ludvigite des skarns magnésiens, les minerais à phlogopite des skarns magnésiens et

autoréactionnels, les minerais à magnétite des skarns calciques et autoréactionnels, les minerais à magnétite-chalcopyrite et pyrrhotine des skarns calciques et certains autres minerais. Ce type de dépôt métallifère a lieu au même stade postmagmatique précoce que celui de formation du skarn, ceci étant provoqué par une modification des propriétés des solutions lors d'un abaissement de la température et de l'alcalinité de celles-ci.

Enfin, la famille des minerais superposés réunit des minerais prenant naissance lors d'une interaction de solutions acides d'un stade plus tardif (stade de lessivage acide) avec un milieu basique de skarns. La minéralisation a lieu au front d'interaction et est accompagnée d'altérations périmétallifères des skarns, qui s'avèrent être un milieu propice au dépôt métallifère. On rattache à ce type différents minerais exploitables économiquement : minerais à scheelite-sulfures (avec SnO_2) et à scheelite-molybdénite des skarns calciques, minerais à chalcopyrite-molybdénite et polysulfures (fréquemment avec Au) des skarns calciques, minerais polymétalliques des skarns calciques, etc. Il est caractéristique que chaque type de minéralisation est accompagné, en règle générale, d'altérations métasomatiques spécifiques correspondant à des formations connues de métasomatites périmétallifères. La minéralisation des skarns et les altérations métasomatiques des aposkarns qui les accompagnent, représentent une variété de faciès de ces processus se déroulant dans un milieu de skarns basique, propice à un dépôt métallifère. C'est pourquoi le trait spécifique de la minéralisation des skarns est prédéterminé par le caractère général de l'apparition d'un stade acide dans un champ métallifère donné.

Comme on peut le voir sur base de ce qui précède, les gisements des skarns sont le résultat de la conjugaison dans l'espace de certains processus de formation et de minéralisation de skarns ; cette conjugaison traduit des règles génétiques profondes de développement d'un même processus hydrothermal. Nous donnons au tableau 16.3 les principales relations génétiques existant entre les processus de formation et les processus de minéralisation des skarns. Pour être complet, le même tableau donne les caractéristiques de température et de pression (profondeur), ainsi que les principales particularités des solutions, basées sur des données expérimentales et l'investigation des inclusions ; enfin des données détaillées dont il sera question plus loin.

Comme on peut le voir en consultant ce tableau, il se forme au stade magmatique, à tous les faciès de profondeur, des exoskarns magnésiens de contact-infiltration résultant de l'interaction entre dolomies (et autres roches carbonatées magnésiennes) et solutions issues d'un magma liquide en voie de cristallisation, au front de remplacement métasomatique de séries carbonatées. Dans des conditions de faciès abyssal au stade magmatique, il est possible qu'il

y ait, en dehors du front de remplacement magmatique, mais dans la zone de l'auréole de haute température, formation d'endoskarns et d'exoskarns de contact-infiltration et bimétasomatiques au contact entre gneiss et dolomies (et autres roches magnésiennes de type skarn).

Au stade magmatique il n'y a pas de création de skarns calciques à cause de

Tableau 16.3. Principales particularités génétiques relatives à la formation d'une

Faciès de profondeur (h, km ; p^f)		
Hypoabyssal	Mésoabyssal	Abyssal
1–3(4) km, p^f=0,25–1 kb	3(4)–15(16) km, p^f=1–3(4) kb	15(16)–30(40) km, p^f=3(4)–8(10) kb
Mg Sk (inf)	Mg Sk (inf)	Mg Sk (inf, dif)
Se forment sous l'action de fluides magmatiques à activité élevée du CO_2		
Ca Sk (dif, inf, auto)	Ca Sk (inf, dif, auto)	Mg Sk (inf, dif) Ca-Mg Sk (auto)
Se forment sous l'action de solutions magmatiques essentiellement chlorurées ; l'activité du CO_2 dépend de la profondeur		
Minéralisation concomitante des skarns, liée à l'augmentation d'acidité des solutions chlorurées		
Fe ; Fe-Cu, Fe-Cu-Co, borates, phlogopite	Fe ; Fe-Cu, Fe-Cu, Fe-Cu-Zn, borates	phlogopite borates Fe ; Fe-Zn
Minéralisation des skarns superposée, liée à l'action des solutions et à la formation de métasomatites du stade de lessivage acide 1. métasomatisme Q+Fsp (W, Mo, Sn, Zn) 2. métasomatisme Q+Mc (Sn, Be, B, Mo, W) 3. métasomatisme Q+Ep+Chl (Zn, Pb, Cu) 4. métasomatisme Q+Ser, Q+Ser+Ank (W, Cu, Mo, Au, Ag, Pb) 5. métasomatisme Q+Tu (B, Zn, Pb) 6. Autres types		Fait habituellement défaut et est insuffisamment étudiée

Stades	T° C
Magmatique	650–900
Post-magmatique précoce (alcalin)	450–750 (800)
	300–500 (600)
Acide	250–500 (550)

l'instabilité des silicates de calcium dans des conditions de haute pression du dioxyde de carbone.

Au stade postmagmatique précoce, les processus de formation des skarns dépendent essentiellement de la profondeur. Dans des conditions de faciès hypoabyssal et mésoabyssal, il apparaît au contact entre roches aluminosilicatées, d'une part, et calcaires et dolomies, d'autre part, des skarns calciques du type bimétasomatique et de contact-infiltration. Dans ces faciès de profondeur les skarns magnésiens font défaut ; parfois, dans la zone externe seulement, se présentent des calciphyres paraissant plutôt être des reliques de skarns magnésiens du stade magmatique, auxquels se superpose toujours une formation de skarns calciques. Au contraire, dans des conditions de faciès abyssal, au stade postmagmatique précoce, on voit apparaître des skarns magnésiens du type contact-infiltration et du type bimétasomatique. Dans des conditions de faciès abyssal les formations de skarns calciques sont quasi absentes ; on peut seulement y rattacher des veines de grenat et d'épidote plus tardives se présentant dans des endoskarns et des roches périskarns.

Les particularités qui ont été notées au sujet de l'extension des skarns magnésiens et calciques sont, comme nous le montrerons ci-dessous, conditionnées par le régime géochimique du dioxyde de carbone, du magnésium et du calcium dans les différents faciès et conditions de profondeur.

La minéralisation de type concomitant se développe dans les skarns calciques et magnésiens dans des conditions de développement évolutif de longue durée du stade précoce. Elle est d'habitude liée à des complexes intrusifs plus basiques et s'explique par un accroissement graduel de l'acidité avec remplacement des skarns primaires par des minéraux métallifères et d'aposkarns.

Dans des conditions où les gisements de skarns sont liés à des complexes intrusifs acides, le processus de skarnification du stade alcalin précoce passe

rapidement à des processus métasomatiques du stade de lessivage acide, dont la superposition conduit à une minéralisation multiforme des skarns.

16.1. Les skarns magnésiens

Définition. Parmi les skarns, c'est-à-dire les roches métasomatiques de contact de haute température, D.S. Korzhinsky a proposé de distinguer un type de skarn, qui se différencie essentiellement par sa composition en magnésium, et a appelé les roches de ce type "skarns magnésiens" par opposition aux skarns "calciques", se caractérisant par leur composition calcique ou calco-ferrugineuse. Il s'est avéré que cette distinction est essentielle non seulement du point de vue de la composition, mais aussi des particularités génétiques et du trait spécifique concernant la minéralisation. D.S. Korzhinsky [1953] a estimé que, au point de vue composition géochimique, les skarns magnésiens sont même plus proches des roches magmatiques ultrabasiques que des skarns calciques.

On appelle skarns magnésiens des roches métasomatiques de contact, de haute température, composées de minéraux magnésiens (principalement des silicates) qui se sont formées dans la zone de contact de roches silicatées et carbonatées magnésiennes. Les minéraux typomorphes des skarns magnésiens sont le clinopyroxène fassaïtique, le diopside, l'enstatite, la forstérite, les minéraux du groupe de la humite, la monticellite, la merwinite, l'akermanite, le spinelle, la sérendibite, la phlogopite, la pargasite, la clintonite et les borates magnésiens (ludvigite, warvikite, suanite, kotoïte, singalite, fluoborite). Ils se distinguent essentiellement des skarns calciques qui sont habituellement composés de clinopyroxène salite-hédenbergite, de grenat grandite, de vésuvianite, d'épidote et de wollastonite. Les matières premières spécifiques des skarns magnésiens sont la phlogopite, les borates magnésiens et ferro-magnésiens. Les minerais de fer et de non-ferreux sont largement répandus, aussi bien dans les skarns magnésiens que dans les skarns calciques.

Les géologues suédois [Geyer, 1939] qui ont décrit les gisements de fer à minéralisation de bore du centre de la Suède furent les premiers à mener des investigations sur les skarns magnésiens ; il en est de même de T. Watanabe [1943] qui a étudié la minéralisation en bore et la genèse des roches métasomatiques de contact du nord de la Corée.

Beaucoup de travaux de D.S. Korzhinsky [1947, 1953, etc.] sont consacrés à l'élaboration d'une théorie des skarns magnésiens et ont été complétés à l'occasion de l'étude des dépôts de la région du Baïkal et de l'Aldan en Sibérie.

Par la suite, les skarns magnésiens furent caractérisés en détail par de nombreux chercheurs [Tilley, 1951 ; Zharikov, 1959, 1968 ; Litsarev, 1961 ; Shmakin, 1961 ; Aleksandrov *et al*., 1968 ; Pertsev, 1971, 1977 ; Shabynin, 1973, 1974, 1978 ; Shabynin *et al*., 1984]. Une grande série de travaux expérimentaux concernant la formation des colonnes métasomatiques de diffusion du type des skarns magnésiens a été réalisée par G.P. Zaraisky et coauteurs [1986].

Contexte géologique. Les skarns magnésiens sont répandus dans des séries carbonatées (dolomitiques) dans des domaines de magmatisme d'inversion à granitoïdes et dans des régions d'activation tectonomagmatique. Les skarns magnésiens apparaissent dans les auréoles de corps magmatiques et de zones de migmatisation. A ce propos, il y a non seulement des skarns répandus dans des roches carbonatées ou "exoskarns", mais aussi des skarns formés dans des roches silicatées (roches magmatiques ou métamorphiques diverses) ou "endoskarns". Comme d'autres roches métasomatiques de contact, les skarns magnésiens peuvent constituer des corps qui se sont formés directement aux contacts, mais aussi des corps filoniens ou tubulaires s'étendant dans les roches encaissantes à des dizaines, voire des centaines de mètres du contact. Des corps de skarns magnésiens peuvent se répéter maintes fois en paquets interstatifiés de roches silicatées et magnésiennes carbonatées. L'épaisseur des corps de skarns magnésiens varie depuis des millimètres à quelques dizaines ou centaines de mètres.

Les skarns magnésiens du stade magmatique sont les plus précoces. Le contexte géologique de ces skarns est défini : 1 – par la présence dans la composition des séries encaissantes d'enclaves de roches carbonatées magnésiennes ; 2 – par une activité magmatique intense, accompagnée d'un remplacement magmatique des roches encaissantes. Les intrusions peuvent varier en composition depuis des granites jusqu'à des syénites néphéliniques et gabbroïdes, mais le trait le plus typique en est leur lien avec des formations de granitoïdes (voir fig. 16.1).

Les skarns magnésiens du stade magmatique prennent naissance à tous les niveaux de profondeur, à l'exception des niveaux subvolcaniques et proches de la surface. L'élaboration des skarns de cette formation se fonde sur les indices suivants :

a) au contact avec des skarns les roches magmatiques ne subissent pas de skarnification ;
b) les skarns magnésiens sont recoupés par des apophyses et des veines de roches magmatiques ne présentant aucune trace d'altération du type skarn magnésien. Au point de vue du mécanisme de formation, les skarns du stade magmatique se rapportent au type de contact-infiltration.

Structure des dépôts de skarns magnésiens. La formation des skarns magnésiens dans les auréoles de haute température des corps magmatiques tire sa cause du profond déséquilibre chimique existant entre les carbonates magnésiens et les roches ou magmas silicatés dans un très large intervalle de pression allant jusqu'aux conditions du faciès métamorphique des granulites. Ce déséquilibre provoque l'apparition de zones métasomatiques intermédiaires au point de vue composition chimique. On en jugera sur base d'un exemple typique de développement de skarns au sein d'une dolomie au cours du remplacement de celle-ci par un magma granitique. La colonne métasomatique apparaissant au contact présente l'aspect suivant : granite → zone à clinopyroxène-bytownite → zone à spinelle-fassaïte → zone à spinelle-forstérite → zone à spinelle-forstérite-calcite (calciphyre) → marbre dolomitique. Toutes ces zones apparaissent simultanément et vont en croissant dans la direction indiquée par les flèches, la zone à clinopyroxène-plagioclase étant directement remplacée par le bain granitique.

La formation de zones de skarns d'une épaisseur appréciable entre le magma granitique et la roche carbonatée magnésienne est impossible sans qu'il y ait intervention de fluides transmagmatiques, c'est-à-dire d'un courant de fluides traversant le bain magmatique et assurant le transport de matière indispensable à la formation de skarns. La création de skarns résultant du remplacement magmatique est attestée 1) par la présence de xénolites de skarns dans la région de la roche magmatique voisine du contact et de veines magmatiques dans les skarns ; 2) par la croissance de toutes les zones de skarns en s'éloignant du granite, qu'on peut observer aussi bien dans les relations géologiques que sous le microscope grâce aux réactions de remplacement qui n'ont pas été menées à terme complètement. En passant de la zone à clinopyroxène-plagioclase à la zone à spinelle-plagioclase, il y a remplacement du spinelle par un plagioclase basique et formation d'un liseré de plagioclase autour des grains de spinelle. La zone à spinelle-clinopyroxène (fassaïte) empiète ainsi sur la zone à spinelle-forstérite, ce qui traduit en somme le remplacement de la forstérite par la fassaïte au contact de ces zones. Les relations inverses, soit l'empiètement des zones de skarns sur la roche magmatique, ne s'observent pas dans ces cas.

La plage de composition des magmas donnant lieu à formation de skarns magnésiens va des granitoïdes aux gabbros et dolérites, mais comprend aussi une branche alcaline, incluant les syénites néphéliniques. Dans presque tous les contacts intrusifs existant entre ces roches et les roches carbonatées magnésiennes, on rencontre des corps de skarns magnésiens du stade magmatique d'une plus ou moins grande épaisseur, démontrant l'intervention à large échelle de courants de fluides transmagmatiques dans la formation des skarns et le remplacement magmatique des roches encaissantes. Les contacts tectoniques ou les dykes qui se sont refroidis rapidement peuvent ne pas contenir de skarns. Il y a ici une des différences de principe par rapport aux skarns calciques, c'est-à-dire aux contacts avec des marbres calcaires, dans lesquels, à de rares exceptions près, les skarns ne se forment pas au stade magmatique (progressif). Ceci s'explique par l'équilibre existant entre la calcite et de nombreux magmas dans une très vaste fourchette de profondeurs, en présence de températures magmatiques [Pertsev, 1977]. Le remplacement de marbres calcaires par des roches magmatiques a lieu sans formation de zones de réaction intermédiaires. Tels sont, par exemple, les cas connus de "porphyritisation" de calcaires [Korzhinsky, 1948 ; Pospelov, 1955].

Il peut y avoir, dans une étape progessive, formation de skarns magnésiens, non seulement au contact immédiat du magma, mais aussi à n'importe quel autre contact entre roches silicatées solides et carbonates magnésiens dans l'auréole de haute température de corps magmatiques (ou de zones de migmatisation) sous l'action de fluides transmagmatiques.

Considérons les cas du développement de skarns dans un paquet de roches stratiformes, où des dolomies alternent avec des gneiss et où un courant de fluides recoupe ce paquet. Ayant formé des skarns dans les dolomies au contact d'un magma granitique, le fluide abandonne dans les skarns des composants, tels que silice et alumine, et s'enrichit en même temps en calcium et magnésium. Lorsque l'équilibre avec la dolomie est atteint, le fluide n'entraîne plus au sein de celle-ci des réactions de formation de minéraux et peut seulement donner lieu à recristallisation de dolomite. Ayant, toutefois sur son trajet, rencontré des paquets de gneiss, le même fluide se trouve en déséquilibre avec la roche et se met à remplacer le gneiss par un endoskarn. Lorsqu'ensuite l'équilibre avec le gneiss est atteint, le fluide achève la formation du skarn, jusqu'à ce qu'il rencontre un autre paquet de dolomies et ainsi de suite.

Lors de la formation de skarns au sein d'une roche silicatée, le développement des zones prendra une autre allure. Ainsi, une zone à spinelle-fassaïte peut

envahir la zone à plagioclase-clinopyroxène, ce qui se traduira par le remplacement du plagioclase par le spinelle et la formation de spinelle autour des grains de plagioclase. Le processus de formation de skarns, en présence d’une petite quantité d'un des milieux réactants, peut aboutir à une réduction de la zonalité. Ainsi une fine couche de dolomie peut, lors de la consommation complète de la dolomie et de la poursuite du processus de formation du skarn, successivement perdre la zone à spinelle-forstérite, ensuite la zone à spinelle-plagioclase. Il peut ne rester que la seule zone à pyroxène-plagioclase : au cours d'une granitisation intensive, cette zone, elle aussi, est remplacée par le magma, c'est-à-dire qu'il se produit une granitisation complète de la dolomie. Dans le cas contraire, lorsqu'une fine couche de gneiss ou une inclusion de roche aluminosilicatée est remplacée par un skarn, il peut ne rester dans la dolomie qu’une zone de skarn à spinelle-forstérite.

Outre le mécanisme d’infiltration dont question ci-dessus, il se produit aussi un mécanisme de diffusion, qui est prédominant en présence d'un courant de fluides de faible intensité ou d’une percolation de ce fluide le long du contact. Lors de la formation de skarns magnésiens du stade magmatique, il y a prédominance des colonnes métasomatiques d'infiltration.

La diversité dans la succession des zones et dans la composition minéralogique de celles-ci à laquelle on a à faire dans les skarns magnésiens du stade magmatique dépend autant de la composition chimique des deux milieux réactionnels que des conditions extérieures, principalement la température et la profondeur de formation. Parmi les différents milieux carbonatés, les plus courants sont les marbres riches en dolomite, les marbres dolomitiques à magnésite et les magnésites. L’influence de la composition de la roche silicatée sur le type général de colonne n’est pas vraiment d'une grande importance. Lors du passage de roches quartzifères à des roches feldspathiques dépourvues de quartz (par exemple, syénites et gabbros), il y a dans la colonne disparition de la première endozone (à feldspath-pyroxène) ; il est vrai que dans le cas des syénites néphéliniques, au lieu de celle-ci apparaît une zone à néphéline-pyroxène [Konev & Samoilov, 1974]. La colonne la plus typique des skarns magnésiens a été examinée ci-dessus. Elle est également représentée à la fig. 16.2 *a*. Dans des conditions de faible profondeur de formation et, par conséquent, de faible fugacité du CO_2 (étant donné que CO_2 et profondeur sont liés en raison directe) et de température élevée, cette colonne habituelle se complique du fait de l’apparition d’une zone additionnelle de marbre à périclase (fig. 16.2 *b*) , qui, en fait, ne relève pas d'un phénomène de métasomatisme, mais d'un métamorphisme de contact. Le passage à ce faciès à partir du faciès "dolomitique" plus commun se traduit par une décarbonatisation de la dolomite :

$CaMg(CO_3)_2 = CaCO_3 + MgO + CO_2$. Il est commode de l'appeler faciès à "périclase-calcite". Il est assez largement répandu dans les régions les plus diverses à des profondeurs de formation des skarns couvrant une fourchette de 1–3 km [Pertsev, 1977].

Dans le cas du développement de skarns au contact de magmas basiques, c'est-à-dire à température élevée, dans des conditions similaires de faible profondeur, il y a modification ultérieure des paragenèses. Une partie de la zone à spinelle-pyroxène et la zone à spinelle-forstérite cèdent la place à des zones à spinelle-monticellite et à mélilite (fig. 16.2 *c*). Une élévation ultérieure de la température et une réduction de la fugacité du CO_2 peut entraîner la formation de types de skarns magnésiens peu courants à merwinite, monticellite-périclase, etc.(fig. 16.2 *d*).

La succession et la composition des zones se conservent aussi dans le cas du développement de skarns magnésiens au sein de gneiss, quartzites et roches similaires, au cours d'une étape progressive ; seule, la direction du développement des zones sera différente : elle ira de la dolomie vers la roche silicatée. On observe des différences de composition chimique des zones. Dans les endoskarns la teneur en fer des minéraux fémiques est habituellement élevée ; la teneur est plus élevée en Zr, Ti et quelques autres constituants inertes mineurs hérités des roches silicatées. Si des skarns magnésiens prennent naissance au sein de quartzites peralumineux, la zone frontale est à plagioclase-cordiérite ou à plagioclase saphirine (à plus haute pression). A la zone à cordiérite-plagioclase succède une zone à biotite-plagioclase ou à hypersthène-plagioclase (fig. 16.3 *a*-*c*) en fonction de la température et de l'activité chimique du K_2O et du CaO. Les endozones plus internes (proches des roches carbonatées) peuvent renfermer une zone à clinopyroxène-plagioclase, ensuite à spinelle-fassaïte et à spinelle-forstérite, mais dans le cas où les roches carbonatées ont une composition magnésienne, il y a, dans les zones correspondantes, présence d'orthopyroxène à la place de clinopyroxène. Ceci est, du reste, propre à tous les exoskarns au contact des magnésites ou des marbres dolomitiques à magnésite. La colonne métasomatique prend l'aspect représenté à la fig. 16.4 *a*. Il est possible qu'à faible profondeur de skarnification, au contact avec des magnésites ou des brucites, de voir apparaître entre ces dernières et la zone à spinelle-forstérite des skarns une zone de métamorphisme de contact à périclase. Se rapprochent étroitement des skarns magnésiens par leur mode de formation, des roches métasomatiques qui se sont développées au contact, non pas de roches carbonatées, mais de roches silicatées magnésiennes de composition ultrabasique. Au contact d'un magma granitique avec des dunites, olivinites et serpentinites, il apparaît des zones analogues aux

colonnes de skarns magnésiens sous-saturées en calcium (voir fig. 16.4 *b*). On a décrit des exemples de telles colonnes dans le bouclier de l'Aldan, ainsi que dans d'autres régions [Pertsev & Kulakovskiy 1988 ; Sack, 1982]. Aux contacts entre roches silicatées quartzifères et ultrabasites, il peut se former des colonnes similaires, ne résultant pas d'une granitisation, mais se formant au cours d'un simple échange par diffusion entre magnésium et silice (voir fig. 16.4 *c*).

Alcalinisation au voisinage de contacts. Les skarns magnésiens du stade magmatique qui se sont développés au contact d'un magma exercent une influence sur la composition chimique et minéralogique de parties contiguës du corps magmatique. De tels faciès voisins du contact de roches magmatiques sont notablement enrichis en alcalins. D.S. Korzhinsky [1955] a expliqué ce phénomène de diffusion inverse d'un alcalin vers le magma à partir du contact en raison de la brusque augmentation des coefficients d'activité des alcalins lors de l'intrusion de fluides transmagmatiques dans le milieu basique qui a entraîné une augmentation des activités chimiques du K_2O et du Na_2O. La différence des activités (ou des potentiels chimiques) qui apparaît à ce moment provoque un reflux de diffusion inverse des alcalins vers le magma. Ce mécanisme est le plus probable : les tentatives pour expliquer le phénomène d'assimilation des roches carbonatées en question ont échoué parce que les faciès voisins du contact s'enrichissent en alcalins et non en CaO et MgO. L'existence aux contacts avec des skarns magnésiens de roches magmatiques associées est tout à fait caractéristique. On peut ainsi, par exemple, distinguer les couples suivants : granite + granosyénite, granosyénite + syénite, granodiorite + syénite, syénite + syénite néphélinique. L'épaisseur du magma alcalinisé dans l'endocontact varie depuis des centimètres à des dizaines de mètres. Il est curieux qu'une pareille alcalinisation soit absente au contact de marbres calcaires. Dans les massifs magmatiques qui sont en contact tant avec des dolomites qu'avec des marbres calcaires, une alcalinisation de contact ne se manifeste qu'aux contacts magnésiens [Pertsev, 1971].

Altérations postmagmatiques des skarns magnésiens du stade progressif. En relation avec les modifications de composition des fluides du stade postmagmatique et l'abaissement de la température, les associations minérales existant dans les zones ayant pris naissance au stade magmatique deviennent instables et cèdent la place à d'autres associations. Cela étant, la métasomatose se poursuit, c'est-à-dire l'échange de constituants entre solutions et phases solides avec modification de la composition chimique des zones. Les principales paragenèses des skarns magnésiens postmagmatiques sont données à la fig. 16.5. Les altérations postmagmatiques des skarns magnésiens précoces sont tout à fait habituelles. Elles ont en propre la conservation de certaines particularités de la

zonalité initiale de l'étape magmatique, diverses transformations métasomatiques venant s'y superposer. Le métasomatisme postmagmatique des skarns précoces est caractérisé par l'apparition de hornblende, pargasite, phlogopite et de minéraux du groupe de l'humite. Le pyroxène fassaïtique, riche en alumine, est remplacé par un pyroxène proche du diopside, l'alumine libérée étant redistribuée sous forme d'amphibole et de phlogopite. Dans les zones les plus riches en silice et alumine, apparaissent, dans des conditions de faible profondeur, les associations des skarns calciques : wollastonite, wollastonite + grenat grossulaire, vésuvianite, pyroxène salitique.

Dans les skarns sous-saturés en calcium (à orthopyroxène), des transformations postmagmatiques conduisent aussi à l'apparition de phlogopite, pargasite et hornblende au lieu des paragenèses à spinelle-hyperstène et spinelle-plagioclase. Dans des conditions de pression élevée, probablement supérieures à 6 kb, la transformation postmagmatique de la paragenèse à spinelle-hyperstène conduit à l'apparition de saphirine au contact des minéraux.

Les minéraux des skarns magnésiens. Les minéraux constituant les skarns magnésiens présentent des particularités spécifiques. On y observe des différences importantes dans les minéraux fémiques homonymes, aussi bien dans les différentes zones d'une colonne métasomatique que dans des colonnes métasomatiques des stades magmatique et postmagmatique.

Les *plagioclases* de la zone à pyroxène-plagiocase du stade magmatique sont habituellement représentés par les variétés de base (de la bytownite à l'anorthite). Dans la même zone du stade postmagmatique, les plagioclases sont déjà des andésines.

Les *clinopyroxènes* des skarns de l'étape progressive sont riches en alumine ; ils contiennent parfois une quantité élevée de titane. La concentration en Al_2O_3 dans les pyroxènes de la zone à pyroxène-plagioclase est quelque peu plus basse que dans les pyroxènes de la zone à spinelle-pyroxène, en revanche, la teneur en fer est un peu plus basse dans ces derniers. Les clinopyroxènes associés au spinelle apparaissent comme étant des fassaïtes ou proches des fassaïtes au point de vue teneur en molécule de Tchermak. Les clinopyroxènes des skarns postmagmatiques se distinguent par de faibles teneurs en alumine et en titane et sont proches de la série diopside-hédenbergite. A la différence des skarns calcaires, ils ne contiennent jamais une teneur élevée en fer.

Les *orthopyroxènes* se distinguent par leur teneur en fer, qui est la plus élevée dans l'association avec le plagioclase et la plus faible dans l'association avec la forstérite (au contact avec la zone à forstérite).

Les *spinelles* des skarns magnésiens ont une teneur en fer relativement peu élevée (jusque 30 %). Dans les skarns postmagmatiques, les spinelles contiennent souvent des quantités appréciables de zinc, jusque quelques pour cent en masse.

Les *olivines* des skarns magnésiens du stade progressif sont habituellement représentés par des forstérites. Leur contenu en fer n'excède pas 12–15 % de fayalite. Dans les forstérites postmagmatiques, il peut même être assez élevé, jusque 25 % de fayalite (en association avec le diopside).

Les *calcites* se rencontrent dans diverses zones des skarns magnésiens. Parmi celles-ci, on distingue les calcites secondaires et les calcites précoces, formant des paragenèses avec les minéraux des skarns. En association avec le clinopyroxène, elles sont peu magnésiennes et ne contiennent pas d'intercroissances d'exsolution, alors que dans les calciphyres, en association avec des dolomies primaires, elles présentent une addition appréciable de magnésium, aussi bien isomorphe que sous forme d'intercroissances d'exsolution de dolomite.

Les *amphiboles* se forment uniquement au stade postmagmatique. Les hornblendes bleu-vert des skarns contiennent Al_2O_3 = 8,6–15,2 % ; (Na_2O + K_2O) = 2,3–4,3 % ; Fe_2O_3 = 1,2–7.5 % (en masse) et Fe/(Fe + Mg) de 10 à 55 % (mole). Elles sont souvent décrites à tort comme hornblendes alcalines. Elles présentent toutefois des propriétés optiques caractéristiques avec un perceptible ou fort pléochroïsme bleu-vert suivant Ng, vert suivant Nm, gris-vert clair suivant Np ; 2V = -70 + -80°, avec Ng = 19-22°. La pargasite est caratéristique des skarns magnésiens. Elle présente une teneur en fer relativement faible (Fe/Fe + Mg) de 1 à 35 % (mole).

La *phlogopite* est tout à fait typique des skarns magnésiens postmagmatiques. En règle générale, la teneur en TiO_2 des phlogopites des skarns est peu élevée, moins de 1 % en masse. Lorsqu'elle se développe dans des skarns magnésiens précoces, la phlogopite se forme au contact du spinelle et du clinopyroxène.

La *clintonite* (xanthophyllite) se rencontre dans les skarns postmagmatiques de faible profondeur et est une marque du début du passage des skarns magnésiens aux skarns calciques. Elle est habituellement développée dans les zones à fassaïte et spinelle (ou dans des zones postmagmatiques correspondant à une zone à fassaïte-spinelle localisée dans la colonne) et est stable dans les associations avec un clinopyroxène magnésien ou un spinelle, comme aussi avec des minéraux de skarns calciques, grenat grossulaire et vésuvianite, qui peuvent se développer avec échange de clintonite.

Les *minéraux du groupe de l'humite* se forment dans les skarns magnésiens dans des conditions postmagmatiques en présence de fluides à teneur élevée en fluor. On rencontre plus souvent que d'autres un membre du groupe moins fluoré, la clinohumite, ensuite, dans l’ordre d’une diminution de la fréquence d'occurrence, la chondrodite, l’humite et la norbergite. En même temps, il peut y avoir présence de deux orthosilicates de magnésium : forstérite + clinohumite, forstérite + chondrodite, clinohumite + chondrodite, humite + chondrodite. La ferruginosité des orthosilicates coexistants est variable ; elle diminue brusquement au passage d’un minéral à l’autre dans l’ordre forstérite, clinohumite, humite, chondrodite, norbergite. La clinohumite peut renfermer une quantité élevée de TiO_2 (jusque 5,4 % en masse), se distinguant par une coloration jaune clair et un pléochroïsme. Une telle clinohumite riche en titane peut se trouver en équilibre avec une clinohumite incolore pauvre en titane. Lors de la formation postmagmatique de nouveaux skarns magnésiens, il n'est pas rare de noter deux zones indépendantes à orthosilicates : une zone à calcite-forstérite et une zone à calcite-clinohumite ou à calcite-chondrodite (voir fig. 16.5). Lors de transformations postmagmatiques de skarns magnésiens précoces, il n'est pas rare que la forstérite du stade magmatique soit partiellement ou complètement remplacée par des minéraux du groupe de l'humite.

Il y a, dans une colonne métasomatique de minéraux des skarns calciques remplaçant les skarns magnésiens ou dans des skarns magnésiens postmagmatiques de faible profondeur, un site qui est spécifique. Ainsi, dans les skarns magnésiens, la wollastonite occupe toujours une situation d'arrière, représentant une zone extrême d'endoskarn développée dans des roches silicatées. Dans les skarns calciques *sensu stricto* c'est toujours dans l'exozone extrême que se trouve la wollastonite se développant dans une roche carbonatée calcique., Un grenat riche en grossulaire se développe dans les skarns magnésiens dans la zone à pyroxène-plagioclase ou à spinelle-pyroxène, c'est-à-dire dans des zones riches en aluminium. C'est avec une facilité particulière que du grenat grossulaire remplace des veinules de roches feldspathiques des skarns magnésiens, donnant l'impression que les skarns magnésiens sont recoupés par

des veinules de grenat. Le grenat andradite se forme uniquement dans l'exozone lors de l'achèvement du processus de skarnification, dans des conditions oxydantes et sensiblement plus rarement que le grenat riche en grossulaire. La vésuvianite, se formant dans les skarns magnésiens plus tard que le grenat grossulaire ou à la place de celui-ci, est, d'après l'observation de L.I. Shabynin [1973], riche en MgO (plus de 2,5 % en masse). Le clinopyroxène, se développant en même temps que d'autres minéraux des skarns calciques, ne renferme pas de quantités appréciables d'alumine et, à part les associations avec l'andradite, est pauvre en fer ferrique. Il s'agit habituellement de diopside-salite. A la différence du pyroxène des skarns calciques *sensu stricto*, il est riche en magnésium (dans les skarns calciques, on a d'habitude depuis la ferrosalite jusqu'à l'hédenbergite).

Paragenèses de minéraux et zonalité des skarns magnésiens du stade magmatique. Se rapportent aux minéraux des skarns proprement dits du stade magmatique : la forstérite (f_m = 0–15)[8], le clinopyroxène (f_m = 5–40), le spinelle (f_m = 0–30), la calcite, la magnétite, le plagioclase (dans les roches périskarns). Dans les skarns et les roches périskarns du faciès abyssal, on rencontre des orthopyroxènes (f_m = 10–45). Sont caractéristiques des skarns du faciès hypoabyssal des minéraux exotiques abyssophobes, tels que périclase, merwinite, akermanite, monticellite (bien que certains d'entre eux soient liés à la superposition sur les skarns magnésiens d'un processus de skarn calcique).

Une particularité remarquable des clinopyroxènes des skarns magnésiens du stade magmatique est qu'ils se rapportent aux fassaïtes, c'est-à-dire aux diopsides et salites à teneur élevée en Al_2O_3 et partiellement en Fe_2O_3 (à la place de FeO). La teneur en Al_2O_3 des fassaïtes est de 1–2 % jusque 15–16 % en poids, avec une moyenne de 4–9 %. Il s'ensuit que Al[9] vaut de 3 à 20 avec une moyenne de 7–12. Il est naturel que la teneur la plus élevée en alumine se retrouve dans la paragenèse du pyroxènes avec le spinelle. Au stade postmagmatique les fassaïtes "se dépouillent" de l'alumine, se transformant en diopsides et salites habituels.

Les coefficients de ferruginosité (f_m) des minéraux des skarns magnésiens sont toujours inférieurs à 30 (ce n'est que dans les hyperstènes des endoskarns que f_m

---

[8] f_m - ferruginosité du minéral, égale à $f_m = \frac{Fe}{\sum Fe + Mg + Mn} x 100.$

[9] al - teneur en Al, égale à $al = \frac{Al}{[Si + Al] + [Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al]} x 100.$

atteint parfois 40–50), les rapports de ferruginosité étant $f_m^{Sp} > f_m^{Cpx} > f_m^{Opx}$. Dès lors, les coefficients de ferruginosité sont inférieurs à 1.

Pour $K_{Fe/Mg}^{Opx}$ = 0,2–0,3, pour $K_{Fe/Mg}^{Cpx}$ = 0,3–0,5, pour $K_{Fe/Mg}^{Sp}$ = 0,3–0,4. cette distribution n'est toutefois entièrement vraie que pour les skarns magnésiens.

Pour d'autres formations de composition plus ferrifère, apparaissant à une autre température, il y a modification de la distribution de Fe-Mg dans les paires olivine-clinopyroxène et olivine-hypersthène : $K_{Fe/Mg}$ augmente et prend une valeur supérieure à l'unité. La nature du passage n'est pas suffisamment claire. La plupart des chercheurs considèrent que pour Ol-Cpx et Ol-Opx $K_{Fe/Mg}$ passe par un extremum, ce qui est lié à une imperfection de la répartition (P. Ramberg, Kretz, A.A. Marakushev). D'autres (Bartholomé, D.S. Korzhinsky) estiment que Ol-Cpx et Ol-Opx sont proches des mélanges parfaits et que la modification $K_{Fe/Mg}$ est déterminée par la température [Korzhinsky, 1973 ; Zharikov, 1976].

Le trait tout à fait caractéristique des skarns magnésiens est la diversité des altérations postmagmatiques, liées à des processus ultérieurs et différents, surperposés aux skarns primaires. On peut y distinguer trois groupes de minéraux. Le premier groupe est constitué de minéraux liés à l'altération régressive et la superposition du processus de skarnification magnésienne postmagmatique. Les minéraux typiques de ce groupe sont la phlogopite, les minéraux du groupe de l'humite, la pargasite, la serpentine, les minéraux du groupe de la chlorite, les hornblendes, la scapolite. Le deuxième groupe de minéraux est lié à la superposition du processus de skarnification calcique. Il comprend les grenats calciques et les pyroxènes, la vésuvianite, la clinozoïsite, la scapolite. Dans les conditions de faciès hypoabyssal, il y a, lors de l'altération des skarns magnésiens et de la superposition du processus de skarnification calcique, développement d'un complexe de silicates calco-magnésiens très varié : la xanthophyllite, la monticellite, la géhlénite, la spurrite et autres minéraux rares. Enfin, il convient de noter des associations minérales, liées à la minéralisation postmagmatique des skarns magnésiens constituée de magnétite, phlogopite et borates ; à ces derniers est lié un complexe inhabituel de minéraux comprenant des minéraux tels que la ludvigite, la suanite, la kotoïte, la fluobarite, la szaybeilite, etc. [Pertsev, 1971].

Les paragenèses des minéraux et la zonalité des skarns magnésiens du stade magmatique sont déterminées par deux facteurs importants. Tout d'abord, par la fugacité ou, plus précisément, l'activité du CO_2, qui à son tour dépend

directement de la profondeur, croissant considérablement lors de l'augmentation de la pression. Outre cela, les paragenèses des skarns magnésiens sont affectées par l'activité relative du calcium et du fer.

On a représenté à la fig.16.6 un diagramme T-P des principaux équilibres, qui limitent les faciès de profondeur des skarns magnésiens. Ce diagramme est basé sur des données expérimentales [Zharikov *et al.*, 1977 ; Zharikov, 1968, 1985 ; Walter & Helgeson, 1980], mais il a été construit pour un régime de fluide optimal du stade magmatique (X_{CO_2} = 0,6 et X_{H_2O} = 0,4). Pour ces mêmes conditions, on y a porté les courbes recalculées du solidus des granites et des basaltes. On distingue quatre faciès principaux de profondeur (plus précisément, de T et P, bien que P ait une beaucoup plus grande importance) : I - faciès à merwinite, II – faciès à monticellite, III – faciès à périclase et IV - faciès sans périclase. Les faciès sont désignés par les minéraux "critiques". Quant au dernier faciès, il aurait certes mieux valu de l'appeler faciès à forstérite-diopside-spinelle, mais cette paragenèse est également stable dans le faciès à périclase. Pour chacun de ces faciès, on a construit des diagrammes composition-paragenèse dans un système de coordonnées CaO-MgO-SiO_2, mettant le mieux en relief la modification des paragenèses en fonction de la fugacité du dioxyde de carbone. Les trois premiers faciès I–III reflètent des conditions de faciès hypoabyssal, pour lequel, comme on l'a noté, le trait typique est l'ensemble des minéraux de Ca-Mg relativement rares : merwinite, akermanite, monticellite, périclase. En plus de ceux qui sont indiqués dans les limites des plages I et II, il est possible d'avoir d'autres sous-faciès avec des paragenèses, par exemple Fo + Cc, auquel se joint Per + Mtc, ou bien Fo + Ap à la place de Mtc + Di, mais les plages de stabilité de ceux-ci sont très restreintes en comparaison de celles qui sont indiquées à la fig 16.6. Notons (comme on peut le voir clairement en examinant le diagramme) que c'est le faciès IV sans périclase qui englobe la plus grande fourchette de profondeur : Fo + Di + Cc, qui est aussi le plus répandu parmi les skarns du stade magmatique. On a pour ce stade fait figurer les paragenèses typiques dans un système de coordonnées MgO-Al_2O_3-SiO_2. Enfin, le diagramme reproduit, pour comparaison, la plage V des skarns magnésiens postmagmatiques, développée dans des conditions de faciès abyssal et se distinguant par des paragenèses à phlogopite.

Outre la dépendance de la profondeur dont il vient d'être question, les paragenèses des skarns magnésiens et les types de zonalité de ceux-ci se distinguent aussi en fonction des potentiels chimiques du calcium et du fer dans les associations dépourvues de magnétite. La principale différence consiste ici dans l'apparition d'orthopyroxènes dans des conditions de μ_{CaO} peu élevé. La

fig. 16.7 représente le diagramme des paragenèses relatives aux skarns magnésiens du stade magmatique en fonction des potentiels chimiques du calcium et du fer. Le diagramme indique en chiffres romains (I–V) les divers faciès en fonction de μ_{Ca} et μ_{Fe}, pour lesquels sont donnés les diagrammes

composition-paragenèse dans un système de coordonnées Mg-Al-Si. On y a aussi porté schématiquement les courbes de coexistence de Ol-Opx-Spl.

Le diagramme fait clairement apparaître deux groupes de faciès principaux : faciès sans hypersthène (plages I et V) et faciès à hypersthène (plages II, III et IV). La principale réaction qui les limite (Pl) (Spl) (Cpx + Ol = Opx + Ca) dépend pratiquement du potentiel chimique de Ca. Étant donné que, lors du calcul du diagramme, on a adopté les compositions réelles des minéraux, le spinelle et le plagioclase participent à la réaction (par suite de la teneur en alumine dans la fassaïte) et les courbes d'équilibre présentent une faible pente par suite de la ferruginosité différente des minéraux. Parmi les paragenèses indiquées au diagramme l'association Fo + Pl ne se rencontre pas dans les skarns magnésiens, leurs paragenèses correspondant aux plages I, II et III. Si les paragenèses de la plage I, Ol + Cpx + Spl, sont caractéristiques pour tous les niveaux de profondeur, les paragenèsees à Opx (plages II et III) se rencontrent seulement dans des conditions de faciès abyssal et plus spécialement au contact avec les séries à magnésite. Ces particularités sont indubitablement liées au régime géochimique du calcium dans les solutions donnant lieu à skarnification.

Les types principaux de colonnes les plus répandues dans les skarns magnésiens du stade magmatique sont les suivants :

1. magma – Cpx + Spl – Ol (Fo) + SPl + Per – Dol ;
2. magma – Cpx + Spl – Cpx + Ol + Spl – Ol + Spl + Cc – Ol + Spl + Dol (Per) + Cc – Dol ;
3. magma – Cpx + Pl (Scp) – Cpx + Spl – Fo + Spl – Fo + Spl + Dol – Dol.

Dans les zones externes, fronts de remplacement magmatique, la réaction réciproque des dolomies avec les gneiss et schistes cristallins donne, dans des conditions hypoabyssales, naissance à des skarns bimétasomatiques de zonalité caractéristique :

gneiss (schiste cristallin) - Cpx + Pl - Cpx - calciphyre - Dol.

Pour les endoskarns de contact-infiltration qui apparaissent sous l'action sur les gneiss ou schistes de solutions magmatogènes qui y pénètrent à travers les dolomites, on observe la zonalité suivante :

gneiss – Cpx + Pl (Scp) – Cpx + Spl (Phl) – Dol.

Paragenèses et zonalité des skarns du stade postmagmatique. Les skarns magnésiens postmagmatiques ne sont connus en toute certitude que dans les complexes gneissiques du Précambrien. Ils se forment comme résultat d'une réaction réciproque de contact entre des dolomies et des roches aluminosilicatées par la voie d'un mécanisme de diffusion ou d'infiltration. Le régime du magnésium et du calcium et les réactions de skarnification sont déterminées par les conditions de profondeur. Ceci apparaît être un facteur décisif, déterminant l'assignation exclusive des skarns magnésiens du stade magmatique aux vieux boucliers et zones du plissement précambrien accompagnés d'une manifestation active d'un magmatisme à granitoïdes.

La composition minéralogique des skarns magnésiens postmagmatiques est variée. On peut distinguer deux principales associations minéralogiques : a) skarns postmagmatiques proprement dits et b) altérations postmagmatiques de skarns magnésiens de formation antérieure (plus spécialement du stade magmatique).

Les principaux minéraux des skarns postmagmatiques proprement dits comportent : l'olivine (forstérite), les clinopyroxènes, le spinelle, la phlogopite, la hornblende (habituellement la pargasite), le plagioclase, la scapolite, l'orthose, la calcite, l'apatite. Dans des conditions déterminées apparaissent de la lazurite, de l'haüyne, de la néphéline. A la différence des skarns du stade magmatique, les clinopyroxènes du stade postmagmatique sont des diopsides et salites habituels (la teneur en Al_2O_3 n'excède pas 1–2 % en poids). Les fourchettes habituelles de ferruginosité (f_m) des minéraux sont : clinopyroxène (0–50), olivine (0–20), spinelle (5–40), phlogopite (0–30), pargasite (10–35). Un trait caractéristique réside dans la ferruginosité élevée des minéraux dans les roches à endo- et périskarns. Les scapolites ont une composition moyenne de 40–60 % en molécule de méïonite ; les plagioclases contiennent 20–50 % d'anorthite.

L'association minérale des skarns magnésiens altérés est très variée. Les minéraux les plus caractéristiques sont : la chondrodite, l'humite, la clinohumite, la phlogopite, les amphiboles, les chlorites, la serpentine, le talc, la calcite, les borates, la magnétite, l'apatite. Dans des conditions de faciès hypoabyssal, on rencontre aussi dans les skarns magnésiens altérés de la monticellite, de la clintonite, de la brucite et autres minéraux magnésiens et calco-magnésiens abyssophobes.

Les paragenèses et la zonalité des skarns magnésiens postmagmatiques sont aussi très variées. L'analyse des paragenèses des skarns magnésiens postmagmatiques montre que le régime d'alcalinité et de ferruginosité présente une importance déterminante pour leur formation, mis à part les conditions de profondeur. On distingue les principaux faciès d'alcalinité et de ferruginosité suivants :

a) faciès à pyroxène-spinelle, apparaissant dans des conditions d'alcalinité et de ferruginosité peu élevées ; b) faciès à spinelle-pargasite, apparaissant dans des conditions de ferruginosité élevée et d'alcalinité peu élevée ; c) faciès à phlogopite, se distinguant par une alcalinité modérée et une ferruginosité réduite ; d) faciès à phlogopite-pargasite apparaissant dans des conditions de ferruginosité élevée et d'alcalinité normale.

La zonalité métasomatique apparaît être la conséquence d'une réaction réciproque des composants inertes (Si, Al, Mg) suscitée par l'action de solutions postmagmatiques de haute température. Dès lors, la singularité de la zonalité est déterminée par l'activité des constituants inertes qui interagissent, le mécanisme de leur transport, le régime général des solutions postmagmatiques, leur alcalinité et leur ferruginosité.

En relation avec les faciès cités, on distingue les principaux types suivants de colonnes métasomatiques de skarns magnésiens postmagmatiques bimétasomatiques :

1. Gneiss, schiste cristallin – Cpx + Pl (Klf) + Scp $\rightarrow$ Cpx + Scp $\rightarrow$ Cpx + Spl $\rightarrow$ Cpx $\rightarrow$ Fo + Cc + Dol.

2. Gneiss – Cpx + Pl (Klf) + Scp → Cpx + Scp → Cpx + Prg → Cpx + Spl → Cpx + Fo + Cc → Dol.
3. Gneiss – Cpx + Pl (Klf) +Scp → Cpx + Scp → Cpx + Phl → Phl → Cpx → Fo + Cc → Dol.

Les skarns de contact-infiltration se caractérisent par les mêmes types de zonalité.

Les principaux traits du chimisme sont les suivants. La formation de zones d'exoskarns est provoquée par apport de silice et départ de magnésium et de calcium, alors que lors de la formation d'endoskarns il y a apport de magnésium et de calcium et départ de silice. Cela étant, la migration de l'alumine se borne à des transports locaux dans les limites des seuls corps d'endoskarns. Il n'y a pas de départ d'alumine dans l'exozone. C'est en cela que les skarns magnésiens postmagmatiques diffèrent essentiellement des skarns du stade magmatique. Les activités de l'alcalin et du fer sont principalement déterminées par l'action des solutions et constituent probablement la particularité des sources magmatogènes.

Nous n'examinerons ici succinctement que les paragenèses des skarns magnésiens proprement dits, formés au stade postmagmatique, sans aborder les paragenèses des skarns altérés et autres formations de réaction de contact. La fig.16.8 représente un diagramme des paragenèses des skarns magnésiens postmagmatiques en fonction des potentiels chimiques du potassium et du fer, ayant l'influence la plus importante sur les relations paragénétiques des skarns magnésiens postmagmatiques. Pour la construction du diagramme, on a adopté les compositions suivantes des minéraux Scp_{60}, Pl_{40}, Prg_{25}, Spl_{35}, Di_{20}, Fo_{10} (où les indices indiquent la teneur en molécule de méïonite et anorthite et la ferruginosité des minéraux ferro-magnésiens). Ce diagramme caractérise les paragenèses de tous les gisements importants de réaction de contact à phlogopite. Il est possible de distinguer les régions de paragenèses de faible alcalinité et ferruginosité (I, II) sans pargasite ni phlogopite (dans ces paragenèses la phlogopite apparaît lors des altérations ultérieures des minéraux primaires des skarns)[10]. Les faciès de ferruginosité élevée sont caractérisés par des paragenèses à pargasite (III, IV). Enfin, ce sont les régions d'alcalinité normale et élevée qu'occupent les faciès à phlogopite (V–IX). Les faciès mentionnés se forment en même temps, c'est-à-dire dans des conditions différant en ferruginosité et alcalinité. Par ailleurs, on observe une tendance

[10] Dans toutes les paragenèses la phlogopite économiquement exploitable apparaît presque toujours plus tard lors de la recristallisation et du remplacement des minéraux des skarns.

définie d'accroissement de la ferruginosité au cours du processus de skarnification, quand les faciès à phlogopite sont remplacés par les faciès à phlogopite-pargasite.

Le diagramme peut être étendu à la région d'alcalinité élevée et de rapports différents des potentiels chimiques du potassium et du sodium. Dans ces conditions apparaissent des formations de réaction de contact à néphéline, lazurite et haüyne. Une description classique de ces gisements a été faite par D.S. Korzhinsky [1948]. Ils ne se rapportent toutefois plus aux gisements de skarns, quoique la nature bimétasomatique de réaction de contact de ceux-ci est, du point de vue mécanisme de formation, tout à fait similaire à la nature des gisements bimétasomatiques de skarns.

Altération des skarns magnésiens. La diminution de température des solutions postmagmatiques qui s'infiltrent à travers les skarns magnésiens donne lieu à des réactions d'échange entre les minéraux des roches et les solutions qui modifient la composition initiale des skarns. Les skarns à spinelle-forstérite sont alors altérés en roches à clinohumite ou à chondrodite avec une certaine quantité de phlogopite, tandis que les skarns à spinelle-fassaïte sont altérés en skarns à phlogopite, plus rarement à pargasite. Les roches périskarns à pyroxène-plagioclase sont altérées en roches à hornblende, à phlogopite, parfois à tourmaline. Par endroits, le plagioclase est remplacé par la scapolite. Toutes ces altérations des skarns se font sans modification de la teneur des composants inertes des roches et ces processus sont au fond hystérogénétiques. Il convient de noter qu'à la suite de telles modifications, il n'apparaît aucune nouvelle colonne métasomatique, bien que la composition minérale des zones de la colonne de départ se modifie.

Les skarns magnésiens sont assez fréquemment l'objet d'un remplacement par des skarns calciques. Ces skarns sont liés spatialement à des corps de skarns magnésiens et se développent avec remplacement de ces derniers, absorbant simultanément des parties voisines d'intrusions actives et d'intercalations de cornéennes.

Les roches périskarns sont composées de pyroxène et d'un des feldspaths, un plagioclase basique ou de l'orthose ; au lieu de ceux-ci, il se forme parfois de la scapolite, c'est-à-dire que la composition minéralogique des roches de cette zone d'endocontact est proche de la composition des périskarns des skarns calciques

normaux. Y sont répandus la wollastonite, le grenat grossulaire et les pyroxènes de la série diopside-hédenbergite.

A l'opposé de ceux-ci, les skarns de l'exocontact présentent une série de différences par rapport aux skarns formés dans les calcaires. Ces zones de skarns calciques apomagnésiens sont caractérisées par des pyroxènes du type salite-augite, de la vésuvianite essentiellement magnésienne, du grenat grossulaire, de la xantophyllite et rarement de la géhlénite. Ces minéraux hautement alumineux se développent avec remplacement du spinelle et du plagioclase basique des skarns magnésiens, c'est-à-dire qu'ils différencient nettement les skarns calciques apomagnésiens des skarns habituellement dépourvus d'alumine qui se sont formés dans des calcaires.

Ainsi, il y a, dans les roches d'une formation de skarns magnésiens, coexistence spatiale de certains groupes d'associations minérales de haute température : 1) skarns magnésiens du stade magmatique (fassaïte, forstérite, spinelle, plagioclase basique, périclase) ; 2) skarns magnésiens postmagmatiques altérés (phlogopite, pargasite, anthophyllite, trémolite) ; 3) skarns calciques apomagnésiens (salite-augite ou ferrosalite à hédenbergite,, monticellite, xantophyllite, vésuvianite, grossulaire, wollastonite). Dans ce dernier groupe prédominent des minéraux essentiellement magnésiens et alumineux, inhabituels aux skarns formés au sein de calcaires purs.

Minéralisation des skarns magnésiens. La minéralisation la plus commune des skarns magnésiens est une minéralisation à magnétite et à borates, bien que l'on y rencontre aussi d'autres types de minerais métalliques des skarns (W, Sr, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Au). La plus importante des matières premières non-métalliques des skarns magnésiens est la phlogopite. Les minerais à base de magnétite et de borates, aussi bien que la phlogopite, se déposent au cours d'un processus postmagmatique, mais aussi au moment de la formation et de l'altération des skarns. La magnétite, les borates primaires et la phlogopite sont en équilibre avec les minéraux des zones de skarns encaissantes et sont, par conséquent, formés à une température assez élevée, encore avant le stade d'altération hydrothermale acide des skarns. Au contraire, les types de minerais métalliques restants sont, comme dans les skarns calciques, liés aux altérations hydrothermales acides, précipitant après le passage de "l'onde acide".

Les minerais ferrifères, riches en magnétite, occupent dans les skarns magnésiens un site déterminé : ils se forment le plus souvent dans la zone à forstérite, remplaçant presque intégralement les minéraux de celle-ci. Ils apparaissent un peu plus rarement dans la zone à clinopyroxène ou à orthopyroxène, la zone à olivine pouvant alors être stérile. Il a été noté [Pertsev et Kulakovskiy, 1988] que, en cas de développement de magnétite dans la zone à pyroxène, l'olivine de la zone stérile présente une ferruginosité élevée, se montant à plus de 15-17 % Fa. Un milieu plus basique et plus oxydé, conditionné par la présence de forstérite de faible ferruginosité, favorise la précipitation de magnétite. Il s'ensuit que, comparé à une olivine à ferruginosité élevée, le diopside présente une ferruginosité de nature à entraîner la précipitation de la magnétite. La magnétite peut être stable dans n'importe quelle zone des skarns, ainsi que dans les roches encaissantes, mais elle ne forme des minerais riches que par remplacement d'une zone à forstérite ou plus rarement à diopside. Un développement interstitiel de magnétite dans des minerais, similaire au développement sidéronitique, avec remplacement de minéraux postmagmatiques, tels que la phlogopite, la pargasite, les minéraux du groupe de l'humite, témoigne de la formation postmagmatique et épigénétique de la magnétite.

C'est un autre caractère que présente la minéralisation à magnétite dans les skarns calciques. Dans la composition des minerais il y a, outre la magnétite, présence de grenat andradite, d'épidote ferrugineuse, de clinopyroxène riche en fer oxydé (ferriaugite) ; il y a parfois abondance de scapolite riche en marialite ; enfin, on rencontre de la hornblende bleu-vert ferrifère.

Les minerais de borates sont représentés par des borates magnésiens, kotoïte et suanite, et de borates ferro-magnésiens de la série de la ludwigite. Il peut exister des quantités exploitables économiquement d'un borate hydraté, la szajbélyite (ascharite), produit de décomposition à basse température des borates primaires de skarns mentionnés ci-dessus. On peut probablement aussi trouver en quantités exploitables économiquement des groupes de borates carbonatés, sakhaïte-harkérite et kurchatovite, propres aux skarns magnésiens de faible profondeur [Pertsev, 1971]. La minéralisation boratée occupe un site particulier dans les skarns : c'est la zone extrême à spinelle-forstérite (clinohumite, chondrodite) et/ou le calciphyre, jusqu'à formation de minerais boratés monominéraux (ou quasi monominéraux). La minéralisation à kotoïte prend seulement naissance par remplacement de carbonates magnésiens (ou d'oxydes de magnésium) sous forme de marbre kotoïtique (dans une dolomie) ou sous forme de minerai kotoïtique dans de la magnésite ou du périclase. Un minerai à

suanite peut se former soit par remplacement de calciphyre, soit par remplacement de zones à forstérite et parfois de zones à pyroxène.

Des concentrations de ludwigite sont habituellement rapportées à la zone à forstérite. La minéralisation à kotoïte est spécifique de conditions de faible profondeur n'excédant pas 2–3 km.

Les matières premières à phlogopite. Bien que la minéralisation à phlogopite soit caractéristique de tous les skarns magnésiens, la phlogopite à gros feuillets, exploitable économiquement, n'est propre qu'aux gisements profonds. Il est, du reste, établi que la phlogopite exploitable se forme à la recristallisation de phlogopite finement divisiée [Murzaev, 1974]. De surcroît, tous les minéraux se trouvant associés à la phlogopite à gros feuillets sont également représentés par des cristaux géants. Apparemment, le processus de formation de la phlogopite à gros cristaux est apparenté au processus de formation des filons alpins. Dans les gisements de phlogopite ce processus a lieu dans des conditions de contrôle thermostatique de longue durée dans des régions de distension. Des conditions de faible profondeur rendent un pareil phénomène très peu possible en raison de la vitesse élevée de refroidissement des roches.

La minéralisation à scheelite de faible profondeur se forme lors de la silicification de skarns calciques, développés au sein de skarns magnésiens où elle est associée à des pyroxènes et grenats postskarns. La scheelite des gisements profonds se forme également au stade acide, conjointement à des remplacements postskarns de minéraux de skarns magnésiens, mais, en règle générale, sans silicification. Elle est associée à des minéraux tels que la serpentine, le talc et la trémolite.

16.2 Les skarns calciques

L’association minérale des skarns calciques est caractérisée par la présence indispensable de pyroxènes calciques de la série diopside-hédenbergite-(ou diopside-hédenbergite-johannsénite) et de grenats calciques de la série grossulaire-andradite. On rapporte, en outre, aux minéraux des skarns la wollastonite et les épidotes ; on y rencontre plus rarement la vésuvianite, des pyroxénoïdes du type rhodonite, la bustamite, la monticellite, la géhlénite. Dans

les roches périskarns on a habituellement des plagioclases et/ou des feldspaths potassiques, des scapolites. Les minéraux secondaires sont les trémolites-actinotes, la chlorite, les épidotes, parfois l'axinite, habituellement la calcite.

Un complexe original de minéraux se forme dans des conditions de faible profondeur lorsque des skarns calciques se superposent à des skarns magnésiens. En dehors des minéraux habituels des skarns, grenat, pyroxène et vésuvianite, on rencontre dans ces conditions, la monticellite, la mélilite (géhlénite), la spurrite, la cuspidine et d'autres minéraux calciques et calco-magnésiens plus rares.

Lorsque des processus de minéralisation se superposent à des skarns calciques, il y a une grande diversité dans le complexe de minerais et de minéraux périskarns.

On a, dans la littérature, publié des centaines d'analyses de minéraux des skarns [Zharikov, 1968 ; Sobolev, 1964 ; Karpova & Ivashentsev, 1954 ; Indoukaev, 1980 ; Einaudi *et al.*, 1981] et il est impossible ici de prendre leurs résultats en compte. Il est beaucoup plus important de faire état des principes mis en évidence au point de vue composition des minéraux des skarns calciques.

Nous avons établi [Zharikov, 1968] que, dans les divers gisements de skarns, les compositions des pyroxène et grenat coexistants se différencient notablement au point de vue ferruginosité. La figure 16.9 donne le diagramme correspondant, où l'on a porté $\frac{X_{Fe}^{Cpx}}{1-X_{Fe}^{Cpx}}$ sur l'axe des ordonnées et $\frac{X_{Fe}^{Grt}}{1-X_{Fe}^{Grt}}$ sur l'axe des abscisses. En vue de la comparaison avec les publications antérieures, le diagramme a été complété par de nouvelles données, dont le nombre peut être grandement accru, étant donné que la confrontation des ferruginosités des pyroxène et grenat coexistants s'est durablement introduite dans l'étude des skarns. On peut s'apercevoir à l'examen du diagramme que les gisements de skarns à molybdène, à tungstène-molybdène, à étain-tungstène-polymétalliques et autres se caractérisent par des paragenèses de pyroxènes ferrifères (à hédenbergite) avec grenats alumineux (essentiellement grossulaire). En revanche, les gisements de skarns cupro-ferrifères et polymétalliques se distinguent par des relations inverses : une paragenèse à pyroxènes plus magnésiens avec grenats plus ferrifères. Sont également plus répandus, avec des rapports de ferruginosité proches des pyroxène et grenat, par exemple dans les gisements de skarns à cupro-tungstène, des gisements de skarns à sulfures avec Au, Co, As, etc.

La répartition du fer entre les associations à pyroxènes calciques et grenats coexistants correspond à l'équilibre [Zharikov, 1966, 1968] :

$CaFeSi_2O_6 + Ca_{1,5}AlSi_{1,5}O_6 + Mg(OH)_2 + H_2O =$
hédenbergite grossulaire solution

$CaMgSi_2O_6 + Ca_{1,5}FeSi_{1,5}O_6 + Al(OH)_3 + H^+ + e^-$ (16.1)
diopside andradite solution

Le coefficient de distribution s'exprime comme suit :

$$\frac{[CaFeSi_2O_6]}{[CaMgSi_2O_6]} : \frac{[Ca_{1,5}FeSi_{1,5}O_6]}{[Ca_{1,5}AlSi_{1,5}O_6]} = K_D^O \frac{[Al(OH)_3]\,[H^+]\,[e^-]}{[Mg(OH)_2]\,[H_2O]} = K \quad (16.2)$$

où figurent entre crochets les activités des composants correspondants dans les phases solides et la solution. Si l'on fait une approximation en posant comme constantes les activités de l'hydroxyde d'aluminium, de magnésium et de l'eau, et comme idéale la répartition des minéraux entre phases, on obtient :

$$\frac{X_{Fe}^{Cpx}}{1-X_{Fe}^{Cpx}} : \frac{X_{Fe}^{Grt}}{1-X_{Fe}^{Grt}} = K_D^{*}\,[H^+]\,[e^-] = K_D^{**}\,[H^+] = K_D \quad (16.3)$$

L'expression (16.3) exprime aussi notre hypothèse suivant laquelle la valeur décisive pour la répartition du fer est l'acidité de la solution donnant lieu à skarnification. Dans des conditions d'acidité croissante, $K_D > 1$ et les paragenèses caractéristisques sont les paragenèses à pyroxène ferrifère et grenat alumineux. Au contraire, dans des conditions d'acidité réduite, $K_D < 1$ et la paragenèse à pyroxène comprend un grenat plus ferrifère (voir fig. 16.9).

On trouve confirmation de ce point dans les particularités de la structure géologique des gisements. Les gisements de skarns à molybdène-tungstène et autres métaux rares sont liés à des granitoïdes leucocrates ; dans ceux-ci les processus de skarnification sont remplacés par de puissants processus de silicification, de greisénisation, de feldspathisation quartzeuse, de

métasomatisme à quartz-séricite, accompagnant la minéralisation des skarns. Tout ceci témoigne de l'augmentation de l'acidité des solutions qui apparaît déjà au stade skarnique.

Il était toutefois nécessaire de fournir des preuves directes de l'influence de l'acidité sur la distribution du fer entre pyroxène et grenat qui avait été notée. Ces preuves ont été obtenues à la suite de travaux expérimentaux [Zharikov *et al.*, 1979]. La fig. 16.10 donne un diagramme généralisé de la constante de distribution du fer entre pyroxène et grenat en fonction de l'acidité de la solution conformément aux relations (16.2) et (16.3)

$$\lg \mathrm{K_D} = \lg \left(\frac{X_{Fe}^{Cpx}}{1 - X_{Fe}^{Cpx}} : \frac{X_{Fe}^{Gr}}{1 - X_{Fe}^{Gr}} \right) = \lg K_D + \lg[\mathrm{H}^+] + \lg \frac{C_{Al}}{C_{Mg}} \qquad (16.4)$$

pour des expériences effectuées à P_f = 1 kb et T = 600° C, 700° C en présence de solutions de $CaCl_2$ et de HCl, de tampons minéraux et oxydo-réducteurs. Comme on peut le voir en comparant (16.3) et (16.4), nous nous sommes au cours des expériences aperçu de l'influence sur l'équilibre des activités des différentes formes solubles d'Al et Mg dont la concentration $\left(\lg \frac{C_{Al}}{C_{Mg}} \right)$ était déterminée par la présence du tampon minéral olivine + anorthite + wollastonite. Il convient de noter que la grandeur $\lg \frac{C_{Al}}{C_{Mg}}$ est de peu d'importance, qu'elle est constante [Zharikov *et al.*, 1979] et qu'on peut la négliger entièrement en constatant que K_D dépend du pH, ce qui a, du reste, été fait dans l'équation (16.3). Dans nos expériences la constante d'équilibre K_D incluait

$$K_D = K_D^O \cdot \frac{[\mathrm{e}^-]}{[\mathrm{H_2O}]} \qquad (16.5)$$

K_D^O dépend de la température et de la pression. On voit, en effet, que K_D^O dépend de la température en comparant les courbes *1* et *4* du diagramme 16.10 ; l'abaissement de la température entraîne la diminution de K_D^O, déplaçant la réaction du côté d'une paragenèse diopside+andradite de plus basse température (à entropie inférieure).

On voit l'influence des conditions oxydo-réductrices en comparant les courbes *5* (tampon Ni-NiO) et *3* (tampon QMF). L'augmentation de l'activité de l'électron (diminution du potentiel d'oxydation) entraîne un accroissement de K_D.

Néanmoins, le résultat le plus important des expériences réside dans la confirmation que K_D dépend nettement de l'acidité des solutions. Dans toutes les expériences, l'augmentation de $lg[H^+] = -pH$ entraîne une augmentation de K_D, la relation liant lgK_D au pH étant pratiquement linéaire.

A part la distribution examinée *Cpx* □ *Grt*, on peut aussi, pour la caractéristique d'acidité, utiliser les compositions coexistantes du grenat et du plagioclase, qui, du reste, ne dépendent pas des conditions oxydo-réductrices. Ne nous arrêtant pas à ce détail [Vlasova & Zharikov, 1975], nous donnons à la figure 16.11 un diagramme des compositions coexistantes du grenat et du plagioclase pour certains des gisements de skarns cités plus haut. Il n'est pas difficile de voir que pour les gisements de skarns à molybdène-tungstène et de skarns polymétalliques à tungstène c'est une paragenèse à grenats alumineux avec un plagioclase plus acide $\left(K_D^{Grt/Pl} > 1\right)$ qui est caractéristique, alors que dans les gisements à skarns ferrifères par ce sont des paragenèses de grenats, riches en molécule andradite, avec un plagioclase plus basique $\left(K_D^{Grt/Pl} < 1\right)$ qui sont habituelles. La constante de la réaction d'échange peut être exprimée de façon simplifiée par : $\frac{1 - X_{Adr}^{Grt}}{X_{Adr}^{Grt}} : \frac{X_{An}^{Pl}}{1 - X_{An}^{Pl}} = K_D^{**} \frac{[Na][H^+]^2}{[Fe^{+3}]} = K_D^{Grt/Pl}$, qui montre que cette constante dépend de l'acidité des solutions. On peut se rendre compte de l'influence déterminante de l'acidité sur cette répartition en comparant $K_D^{Grt/Pl}$ et $K_D^{Cpx/Grt}$. La fig. 16.12 établit cette comparaison sous forme d'un graphique lg $K_D^{Grt/Pl}$ – $\lg K_D^{Cpx/Grt}$ pour certains des gisements de skarns présentés aux figures 16.9 et 16.11. La relation pratiquement linéaire reliant ces constantes confirme la légitimité de leur emploi comme indices de l'acidité des solutions donnant lieu à formation de skarns.

Il y a deux conclusions importantes à tirer des relations ci-dessus. La première est que les compositions coexistantes du clinopyroxène et du grenat, du grenat et du plagioclase peuvent servir d'indicateurs de l'acidité de solutions postmagmatiques et comme l'acidité de celles-ci prédétermine dans une large mesure le caractère de la minéralisation, on peut recourir aux compositions coexistantes pour préjuger d'une minéralisation possible des skarns calciques.

Une deuxième conclusion est plus générale : la distribution des constituants entre minéraux coexistants des paragenèses métasomatiques dépend de l'activité des constituants parfaitement mobiles entrant dans la composition de ces minéraux. Elle peut donc servir d'indicateur d'acidité (potentiels chimiques) des constituants parfaitement mobiles dans les processus naturels.

Citons encore un exemple de dépendance existant entre la composition des minéraux coexistants et l'acidité des constituants parfaitement mobiles, présentant une importance essentielle pour comprendre les conditions de formation de skarns. La figure 16.13 représente un diagramme des compositions coexistantes de la scapolite et du plagiocase pour divers gisements de skarns, de formations réactionnelles de contact et de formations métamorphiques. La réaction d'échange de la répartition du pôle calcique et du pôle sodique entre scapolite et plagioclase peut être écrite de la façon suivante :

$NaAlSi_8O_8$. 0,33 NaCl + $CaAl_2Si_2O_8$ + 0,33 CaO + 0,33 CO_3 =

marialite anorthite solution

$CaAl_2Si_2O_8$. 0,33 $CaCO_3$ + $NAlSi_3O_8$ + 0,33 NaCl (16.6)

méionite albite solution

La constante de répartition reflétant les principaux facteurs s'exprime sous la forme :

$$\frac{X_{Me}^{Scp}}{1-X_{Me}^{Scp}} : \frac{X_{An}^{Pl}}{1-X_{An}^{Pl}} = K_D^O \frac{[\mathrm{CaO}]^{0,33}[\mathrm{CO_2}]^{0,33}}{[\mathrm{NaCl}]^{0,33}} = K_D^* \, [\mathrm{CO_2}]^{0,33} = K_D^{Scp/Pl} \qquad (16.7)$$

On tire de l'équation (16.7) que, mise à part l'influence de la température (K_D^O dépend notablement de la température) sur la distribution des pôles de série calciques entre scapolite et plagioclase, l'activité ou la fugacité du dioxyde de carbone exerce une influence considérable. Une augmentation de la fugacité (de la pression partielle réelle) du dioxyde de carbone entraîne une redistribution du pôle de série calcique à partir du plagioclase vers la scapolite. On sait que la fugacité du dioxyde de carbone dépend grandement de la pression et, par conséquent, de la profondeur [Korzhinsky, 1949 ; Schmulovich *et al.*, 1982] ;

c’est pourquoi les compositions de la scapolite et du plagioclase coexistants ou la constante K_D^{Spl} de la réaction volumique entre ceux-ci sont un indice de la profondeur de formation de la paragenèse minérale correspondante.

Ainsi que le montrent les diagrammes de la fig. 16.13, pour des complexes profonds, particulièrement pour les formations précambriennes, $K_D > 1$ et il est typique d'avoir une paragenèse à scapolite plus méionitique avec un plagioclase moins basique. Au contraire, dans les complexes de moyenne et faible profondeur, $K_D < 1$ et dans la paragenèse à plagioclase (habituellement oligoclase-andésine), on trouve des scapolites marialitiques plus acides.

Une recherche expérimentale a été effectuée à propos de la dépendance existant entre $K_D^{Scp/Pl}$ et p_{CO_2} [Kotelnikov, 1977]. La figure 16.14 présente quelques résultats des expériences. En comparant la position de la courbe K_D à 500° C pour p_{CO_2} = 0 ,3 kb et p_{CO_2} = 0,4 kb, on peut constater que $K_D^{Scp/Pl}$ dépend nettement de la pression du dioxyde de carbone. D’autre part, le diagramme fait aussi apparaître que $K_D^{Scp/Pl}$ dépend nettement (en relation inverse) de la température : une augmentation de la température déplace l’équilibre du côté du plagioclase. Cependant, pour des formations de skarns proches au point de vue température (à partir des données sur lesquelles est aussi principalement basé le diagramme de la figure 16.14), il y a une dépendance manifeste de K_D^* en fonction de la pression du dioxyde de carbone et, par conséquent, de la profondeur.

Il était intéressant d’essayer d’évaluer la fourchette de profondeur répondant à la variation de $K_D^{Scp/Pl}$ de 0,40 à 4,5, si l'on suppose qu’il est lié au seul changement de p_{CO_2}. On ne peut évidemment le faire qu’approximativement. A une variation de K_D de 11,25 fois $\left(\frac{4{,}5}{0{,}40}\right)$ correspond une variation de p_{CO_2} de 1533 bars (lg p_{CO_2} 11,25 = 0,33 lg). Si l’on prend une proportion molaire de X_{CO_2} = 0,2, la variation de la pression fluide est de 7,665 bars. Ensuite, en prenant $p_s = p_f$ et une densité de $\rho = 2{,}70$, nous obtenons un changement de profondeur de 28 km. Or, si nous supposons que la pression fluide est inférieure à la pression lithostatique, il y aura alors augmentation de la fourchette de profondeur

correspondant à une variation de K_D de 0,40 à 4,5. Par exemple, pour $p_f = 0,7\ p_s$, le changement de pression lithostatique est de 10,949 bars, ce qui correspondra à un changement de profondeur de 40 km. Tous ces chiffres sont évidemment approximatifs et il est surprenant qu'ils ne contredisent pas la position géologique des paragenèses considérées.

Les paragenèses des skarns calciques se distinguent principalement par la température de leur formation et l'alcalinité, plus précisément, par la valeur des potentiels chimiques du potassium et du sodium au sein des solutions donnant lieu à formation de skarns. En outre, l'influence exercée sur les compositions des minéraux coexistants est due au régime d'acidité de ces solutions (qui a été examiné dans le détail ci-dessus), aux conditions d'oxydo-réduction et au changement des potentiels chimiques du fer et du manganèse. Le changement de profondeur n'exerce pas d'influence notable sur les paragenèses des skarns calciques (excepté les particularités de composition du plagioclase et de la scapolite qui ont été prises en compte), excepté les conditions extrêmes.

Premièrement, il y a absence de skarns calciques bimétasomatiques typiques du faciès abyssal de profondeur. Deuxièmement, il y a, dans des conditions de profondeur particulièrement faible, présence de silicates de haute température riches en calcium du type larnite , tilleyte, spurrite.

Considérons d'abord les faciès des skarns calciques en fonction de la température et de la pression. La figure 16.15 représente un diagramme T–p dans lequel on a porté les équilibres du système $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–CO_2$ ayant fait l'objet d'une étude expérimentale. Des expériences effectuées sur différentes parties de ce système complexe ont été réalisées par nous et d'autres chercheurs [Zharikov, 1969 ; Zharikov *et al*., 1977 ; Bulatov, 1974 ; Shmulovich, 1973, 1975 ; Harker, 1959 ; Harker & Tuttle, $1956_{1,2}$; Hoschek, 1974 ; Walter, 1963, 1965]. Certaines courbes ont calculées par nous sur base de données expérimentales et thermodynamiques. Le diagramme présenté n'est pas un diagramme T–p complet du système. On y a indiqué les courbes d'équilibre particulières les plus importantes. On y a, par exemple, omis une série de courbes étudiées expérimentalement dans la partie de plus haute température du système $CaO–MgO–SiO_2–CO_2$ auquel prennent part des minéraux aussi rares que la spurrite, la tilleyite, la rankinite. L'ensemble des courbes expérimentales est établi pour les conditions dans lesquelles les proportions molaires des composants du fluide sont égales à $X_{CO_2} = 0{,}2\,; X_{H_2O} = 0{,}8$. Pour la caractéristique T–p donnant les conditions de stabilité des minéraux contenant du fer ferrique, on a mentionné les équilibres calculés sur base des données

thermodynamiques et expérimentales, auxquels participent l’andradite et le grenat contenant 40 % de molécule d’andradite, ainsi que les équilibres Grt_{40} □ Ep_{20}.. On y a , en outre, porté les courbes du solidus du bain granitique et basaltique, également pour les conditions $X_{H_2O} = 0{,}8$.

Bien que chaque courbe délimite la plage T–p correspondante, il est utile de distinguer les extensions suivantes des faciès T–p des skarns calciques (voir fig. 16.15) :

I. I.arnite-merwinite ;
II. Monticellite-mélilite ;
III. Wollastonite ;
IV. Pyroxène-grenat ;
V. Pyroxène-épidote.

Le faciès à larnite-merwinite (I) (qui peut naturellement être subdivisé en sous-faciès à larnite et sous-faciès à mélilite) apparaît dans des conditions de haute température (>900° C) et faible profondeur, qui sont réalisées au contact d’intrusions basiques. Dans de telles conditions, il n'apparaît pas de skarns typiques (le grenat n’est pas stable) et les paragenèses minérales caractérisent des cornéennes skarniques de contact avec des franges locales de diffusion.

Le faciès à monticellite-mélilite (II), qu'on peut également aisément subdiviser en sous-faciès à monticellite et sous-faciès à géhlénite, représente un faciès de haute température des skarns calciques proprement dits. La fourchette de température de ce faciès est de 700-900° C. Il est caractéristique des profondeurs faibles et hypoabyssales. Ces corps de skarns sont répartis au contact d’intrusions basiques, intermédiaires et alcalines. A côté des minéraux typomorphes (monticellite, akermanite-géhlénite), on a à faire à une large répartition des grenats, pyroxènes et wollastonite habituels des skarns. Toutefois, dans l’ensemble, les skarns de ce faciès ont une extension limitée.

En revanche, les trois faciès suivants, à wollastonite (III), à pyroxène-grenat (IV) et à pyroxène-épidote (V) sont des faciès de skarns habituels et largement répandus. Les fourchettes de température de ceux-ci sont de : 600-700° C pour le faciès à wollastonite, 600–500 (450)° C pour le faciès à pyroxène-grenat, 450 (500)–400° C pour le faciès à pyroxène-épidote. Étant donné que le grenat et

l'épidote sont des minéraux de composition variable, le passage du faciès à pyroxène-grenat vers celui à pyroxène-épidote est graduel et s'étend en température (sur environ 50–80° C), il y a, dès lors, développement de skarns intermédiaires à pyroxène-grenat-épidote (dans lesquels $f_m^{Grt} > f_m^{Ep}$) et l'épidote se développe dans des roches alumino-silicatées. Les limites de température entre ces faciès dépendent dans une mesure plus ou moins grande de la profondeur, les chiffres cités plus haut correspondant à une pression de 1,0–1,5 kb ou à une profondeur de 4–6 km. La détermination des températures des minéraux des skarns par l'étude des inclusions gazeuses et liquides correspond bien à ces limites de température [Zharikov, 1968 ; Indukaev, 1980].

Notons aussi que, à la différence des faciès de faible profondeur (I et II), les faciès à wollastonite (III), à pyroxène-grenat (IV) et à pyroxène-épidote (V) occupent un plus grand intervalle de profondeur, c'est-à-dire tout le domaine d'existence des paragenèses de skarns calciques, soit les faciès hypo- et mésoabyssal.

La limite supérieure de formation des skarns se trouve à une profondeur de 1,0–1,5 km, étant donné qu'à des pressions plus basses, les solutions à haute température se trouvent à l'état gazeux et que des processus métasomatiques intensifs de haute température du type skarnification ne se réalisent pas. Il est rationnel de tracer la limite inférieure de formation typique des skarns calciques au niveau de la courbe de stabilité de la wollastonite 3,5–4,0 kb (intersection avec la courbe de solidus des granites), ce qui correspond à des profondeurs de 15–16 km. Intermédiaires en composition, les grenats et pyroxènes calciques ferrugineux sont stables dans toute l'étendue de la croûte terrestre et on les rencontre dans des conditions de faciès abyssal.

Une variété de paragenèses de skarns calciques est déterminée dans une mesure importante par le régime alcalino-métallique des solutions donnant lieu à skarnification, c'est-à-dire qu'elle dépend de la grandeur des potentiels chimiques du potassium et du sodium dans ces solutions.

La figure 16.16 représente un diagramme de la dépendance des paragenèses de haute température (à wollastonite) des skarns calciques par rapport à μ_K et μ_{Na}. Étant donné que le potassium et le sodium entrent seulement dans la composition des feldspaths et de la scapolite, l'effet de l'acalinité se traduit dans les paragenèses des roches périskarns. Les compositions de départ sont : $Pl_{50}Sc_{40}$Kfs, Cpx, Grt (de composition intermédiaire), Wo. Nous avons, dans la

construction du diagramme, tenu compte de la composition de la scapolite et des feldspaths en fonction de μ_K et μ_{Na}. Il s'ensuit que ce diagramme est compliqué par une courbe d'extremum ext Scp □ Pl + Cpx correspondant aux extremums de composition : $Pl_{46}Scp_{40}$, $Pl_{41}Scp_{35}$, etc.[11]

On peut d'après le diagramme distinguer dans les skarns calciques les faciès d’alcalinité (plus précisément d’alcalinité métallique) suivants :

1. Faciès à pyroxène-plagioclase (ou simplement à plagioclase) d’alcalinité normale (domaine I du diagramme). Dans ce faciès il y a absence de scapolites. On a habituellement à faire dans les roches périskarns à une paragenèse à clinopyroxène avec plagioclase.

2. Faciès à pyroxène-scapolite (ou simplement à scapolite) d’alcalinité croissante (augmentation de μNa) occupant les domaines I et II du diagramme. Le domaine II a une sorte de caractère "intermédiaire" : il y a présence de scapolite, mais la paragenèse Cpx+Pl est encore stable. Le domaine III met en évidence les paragenèses typiques du faciès à scapolite.

3. Faciès à orthose-grenat ou à orthose d’alcalinité élevée (domaine IV à μK élevé et domaine V à μK et μNa élevés. Ce qui est caractéristique de ce faciès est la paragenèse à orthose avec grenat dans les roches périskarns, mais dans le domaine V la paragenèse à orthose comprend de la scapolite.

Les paragenèses des faciès à plagioclase, scapolite et orthose sont des paragenèses des skarns calciques d'habitude largement répandues.

On trouve beaucoup plus rarement des paragenèses des domaines VI, VII et VIII, qui se distinguent par la présence de wollastonite avec sapolite et/ou orthose dans les roches périskarns. Ce sont des paragenèses d'alcalinité élevée qui sont bien connues dans certains corps de skarns liés à des intrusions alcalines.

---

[11] Remarquons que dans ce système il y a encore possibilité d'un extremum Scp=Pl+Grt. Mais dans ce cas, $Kd^{Scp/Pl}$ sera supérieur à l'unité, ce qui correspond à des conditions de grande profondeur qui ne sont pas caractéristiques des skarns calciques typiques.

Les faciès d'alcalinité peuvent aussi être subdivisés de manière analogue pour d'autres faciès ou échelons de température du processus de skarnification : faciès à pyroxène-grenat et à pyroxène-épidote. Pour le faciès à pyroxène-grenat, les paragenèses d'alcalinité élevée (à wollastonite) feront naturellement défaut. Le faciès à pyroxène-épidote (ou le faciès intermédiaire à pyroxène-grenat-épidote) est caractérisé par les paragenèses à plagioclase-épidote et à orthose-épidote des roches périmétallifères. Les faciès d'alcalinité sont d'habitude monotypiques dans des gisements, champs de skarns et même districts particuliers. Les conditions d'alcalinité conservent d'ordinaire une uniformité à toutes les étapes du processus de skarnification.

Pour conclure cet aperçu des paragenèses des skarns alcalins, il convient de noter qu'elles dépendent notablement du régime du magnésium, du manganèse et du fer parfaitement mobiles. Il apparaît que la règle générale est l'augmentation de ferruginosité de tous les minéraux des skarns tout au long du processus, depuis les stades les plus précoces jusqu'aux plus tardifs, jusqu'à andraditisation des exoskarns et dépôt de magnétite, lesquels ne sont plus des minéraux des skarns, mais sont liés à des processus d'accompagnaement ultérieurs.

Une autre particularité des certains gisements de skarns, principalement polymétalliques, réside dans la large extension de silicates de manganèse : pyroxènes mixtes de la série diopside-hédenbergite-johannsénite (salite manganésifère, hédenbergite manganésifère), bustamite, rhodonite. Ils sont particulièrement typiques des gisements filoniens de contact-infiltration de skarns polymétalliques ("cheminées" de skarns du Karamazar, de Dalnégorsk, de Treptchi, du Nouveau Mexique et d'autres districts).

Rapports mutuels entre skarns magnésiens et skarns calciques. Nous avons mentionné plus haut les particularités de la distribution des skarns magnésiens et calciques en fonction du stade du processus et des conditions de profondeur. Ces particularités, répétons le une fois de plus, résident dans le fait que c'est au stade magmatique, à tous les niveaux de profondeur, que se forment dans les dolomies et autres roches carbonatées magnésiennes (séries à magnésite, etc.) des skarns magnésiens. Dans de telles conditions les skarns calciques font défaut. Les calcaires recristallisent en marbres calcitiques. Au stade postmagmatique le type de formation de skarns dépend de la profondeur. C'est dans des conditions abyssales, au contact de roches carbonatées magnésiennes (dolomies, magnésites) que prennent naissance des skarns magnésiens. Il n'y a pas création

de skarns calciques typiques ; parfois, dans les zones d'endoskarns apparaissent des filons de clinopyroxènes et de grenats ferrifères, superposés aux skarns magnésiens. Dans des conditions hypoabyssales, au stade postmagmatique, il se forme des skarns calciques aussi bien dans les calcaires que dans les dolomies. Dans ces conditions il n'y a pas création de skarns magnésiens. Parfois, dans les dolomies il apparaît (avec apport de silice, de matériaux argileurx) des calciphyres dans la zone externe des skarns calciques.

Les particularités mentionnées de la répartition des skarns sont principalement déterminées par l'activité (fugacité) du dioxyde de carbone, par l'activité du magnésium, du calcium et par l'acidité de la solution. Les diagrammes des figures 10.3 et 10.12 illustrent l'influence de l'activité du dioxyde de carbone. Nous donnons ici les résultats de notre étude expérimentale [Zharikov & Khodorevskaya, 1987] sur la façon dont les paragenèses des skarns dépendent de $a_{MgCl_2}, a_{CaCl_2}, a_{HCl}$. On a essayé d'étudier les réactions aux limites entre skarns calciques et skarns magnésiens : grossulaire ↔ forstérite + spinelle, et grossulaire ↔ diposide + spinelle dans l'intervalle p = 1–3 kb à 700° C, pour des concentrations raisonnables de HCl (10^{-1}–10^{-3}). Il est toutefois apparu que dans toutes ces expériences et ce, pour diverses concentrations en $CaCl_2$, $MgCl_2$ et HCl, entre la plage du grossulaire et les paragenèses magnésiennes (Fo + Sp, Di + Sp), il s'établit une plage des stabilité du minéral clintonite "intermédiaire" au point de vue composition. Ces relations correspondent effectivement tout à fait aux observations faites dans la nature, lesquelles montrent que la superposition des skarns calciques sur les skarns magnésiens est toujours précédée par un remplacement des skarns magnésiens par des minéraux tels que la clintonite, la vésuvianite, la phlogopite.

Il n'en reste pas moins que les données expérimentales caractérisent les relations de principe qui existent entre skarns calciques et skarns magnésiens et dépendent de la concentration (activité) de $CaCl_2$, $MgCl_2$ et de l'acidité de la solution. La figure 16.17 donne le diagramme expérimental relatif aux équilibres : grenat ↔ diopside + clintonite, grenat ↔ diopside + anorthite, clintonite ↔ forstérite + spinelle, clintonite ↔ diopside + spinelle, en fonction des concentrations de $CaCl_2$ et $MgCl_2$ dans les solutions pour différents degrés d'acidité (m_{HCl} = 0,1 m et m_{HCl} = 0,02 m). On a porté en traits interrompus la courbe calculée de l'équilibre diopside ↔ forstérite. Ce diagramme permet évidemment de constater que l'augmentation d'activité du $CaCl_2$ entraîne un remplacement des paragenèses magnésiennes par des paragenèses calciques, la concentration à l'équilibre du $CaCl_2$ étant d'un demi à un ordre de grandeur plus

élevée que celle du $MgCl_2$. Un abaissement d'acidité déplace les équilibres dans la plage des valeurs inférieures de concentration en $CaCl_2$ et $MgCl_2$ à l'équilibre.

Ainsi, les particularités géologiques de la formation de skarns magnésiens et de skarns calciques qui ont été mentionnées sont-elles déterminées par les facteurs suivants :

1. Une pression élevée du dioxyde de carbone au stade magmatique $\left(X_{CO_2} > 0{,}6\right)$ et dans un faciès abyssal, laquelle fait obstacle à l'apparition dans ces conditions de silicates calciques et d'aluminosilicates (wollastonite, grossulaire et encore plus, de minéraux à haute teneur en calcium, larnite, spurrite, tilleyite) ;
2. Une pression réduite de dioxyde de carbone et une activité élevée du calcium au stade postmagmatique, dans des conditions hypoabyssales et mésoabyssales, lesquelles favorisent l'apparition de skarns calciques et le remplacement par ceux-ci des skarns magnésiens, là où ils avaient été formés au stade magmatique ;
3. La formation de skarns est favorisée par une faible acidité des solutions de skarnification conditionnant la formation de skarns aux stades alcalins magmatique et postmagmatique précoce.

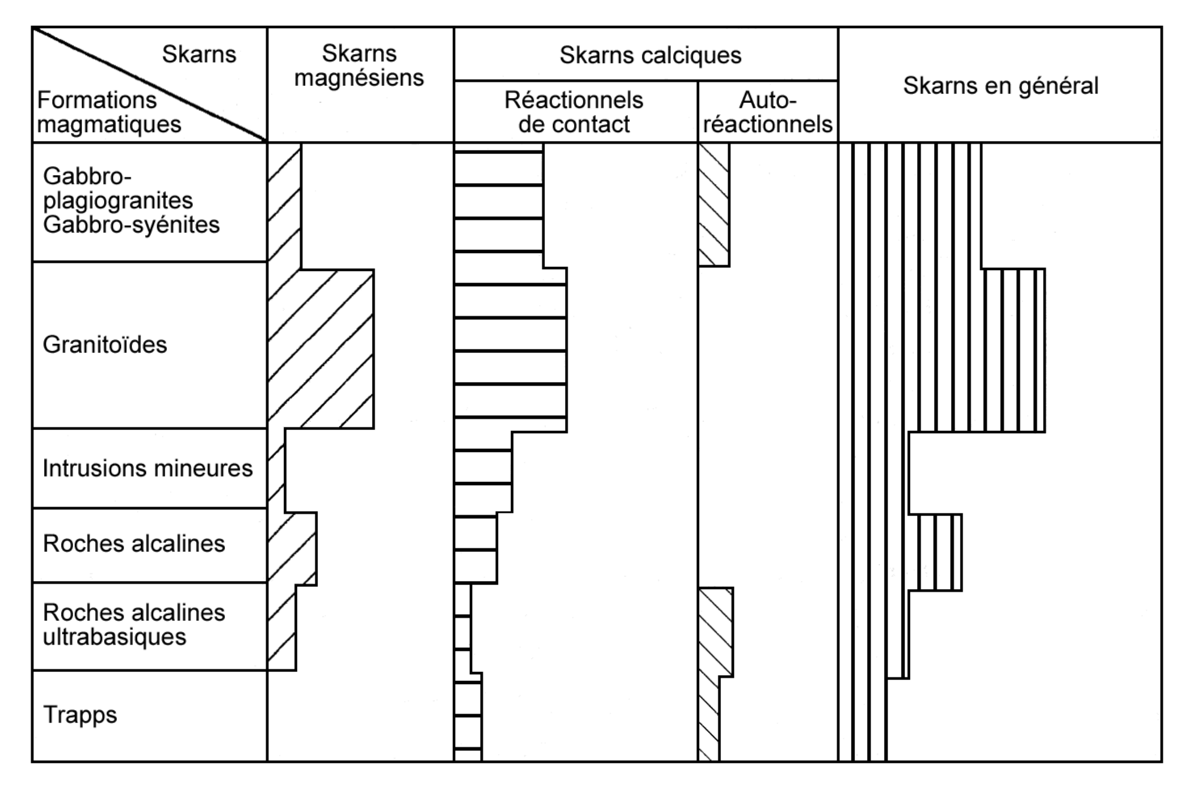


Fig. 16.1. Histogramme caractérisant la parenté des skarns avec diverses formations magmatiques (dans 120 gisements)

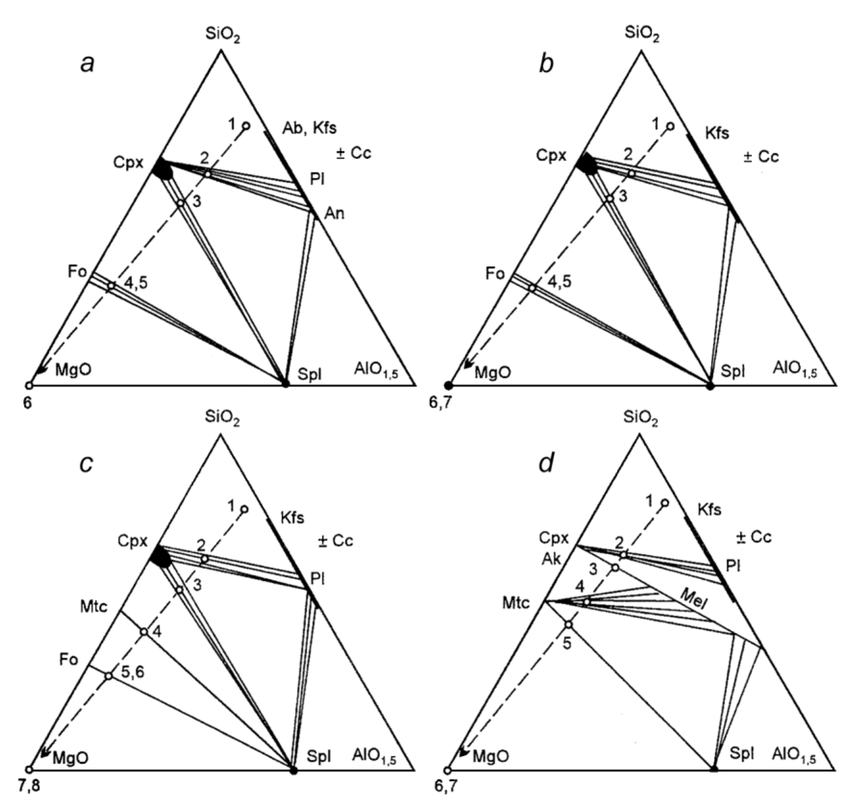


Fig. 16.2. Diagrammes composition-paragenèse pour divers faciès de skarns magnésiens de l'étape progressive

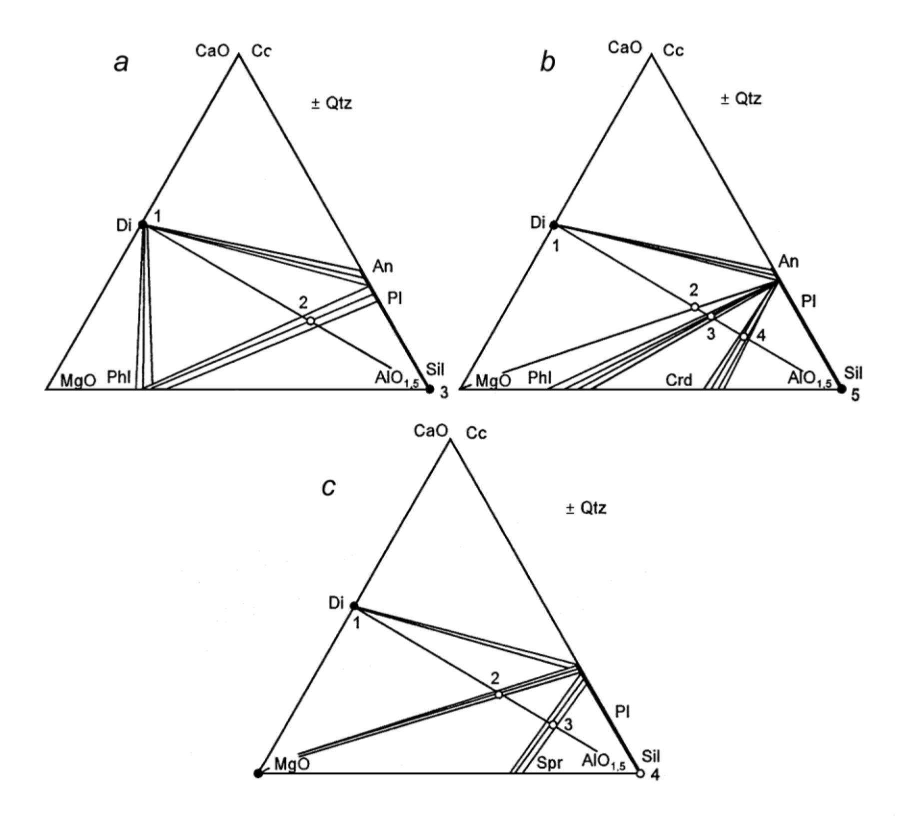


Fig. 16.3. Diagrammes composition-paragenèse des faciès de skarns magnésiens des contacts peralumineux quartzitiques *a* – à biotite ; *b* – à cordiérite ; *c* – à sapphirine

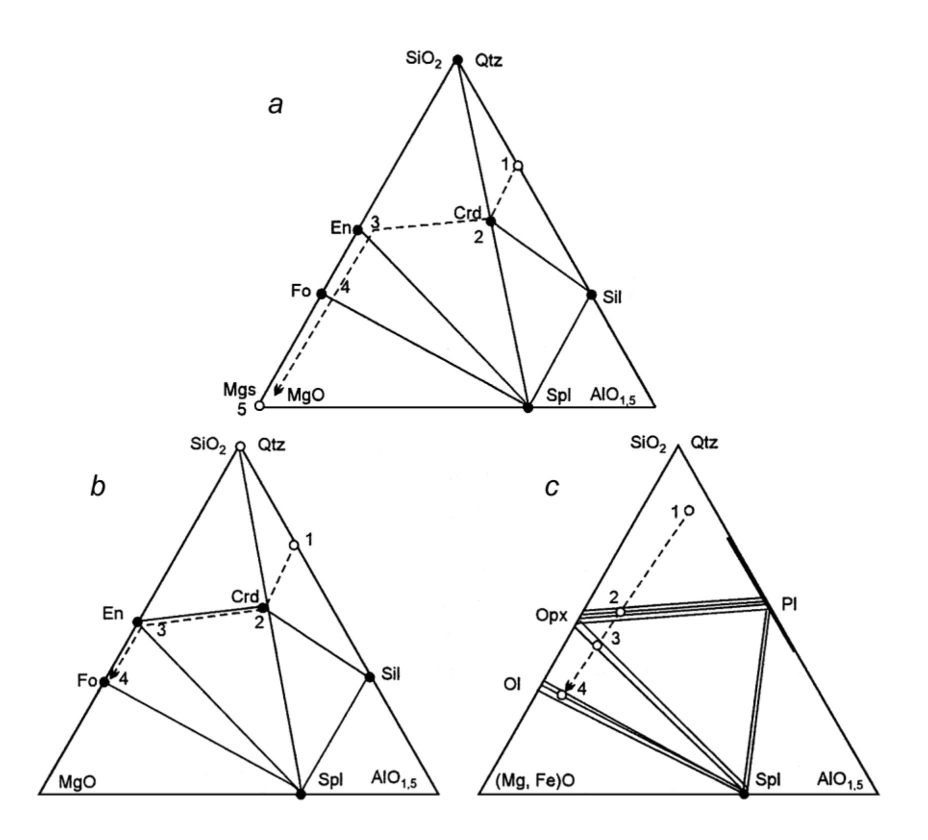


Fig. 16.4. Diagrammes composition-paragenèse des faciès de skarns magnésiens *a* – à hypersthène-cordiérite sur magnésite ; *b* – à hypersthène sur olivinite ; *c* – à hypersthène au contact olivinite-gneiss

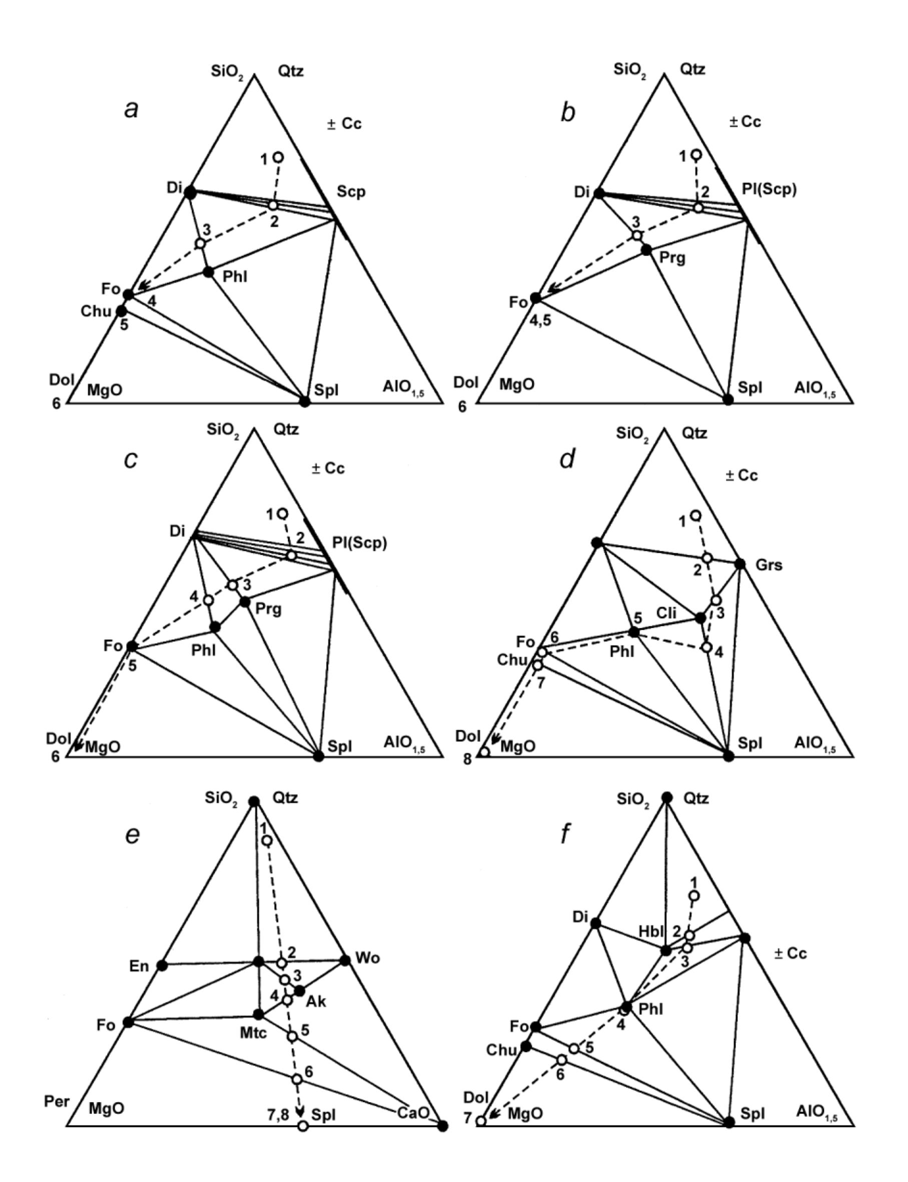


Fig. 16.5. Diagrammes composition-paragenèse pour certains faciès postmagmatiques (régressifs) les plus typiques des skarns magnésiens *a*–*b* – faciès de grande profondeur : *a* – à phlogopite, *b* – à pargasite, *c* – à phlogopite-pargasite ; *d*–*f* – faciès de faible profondeur : *d* – à clintonite-spinelle, *e* – à wollastonite-diopside, *f* – à hornblende-grossulaire. Tendances de changement de composition, compositions des zones des colonnes métasomatiques et symboles de minéraux comme à la fig. 16.2.

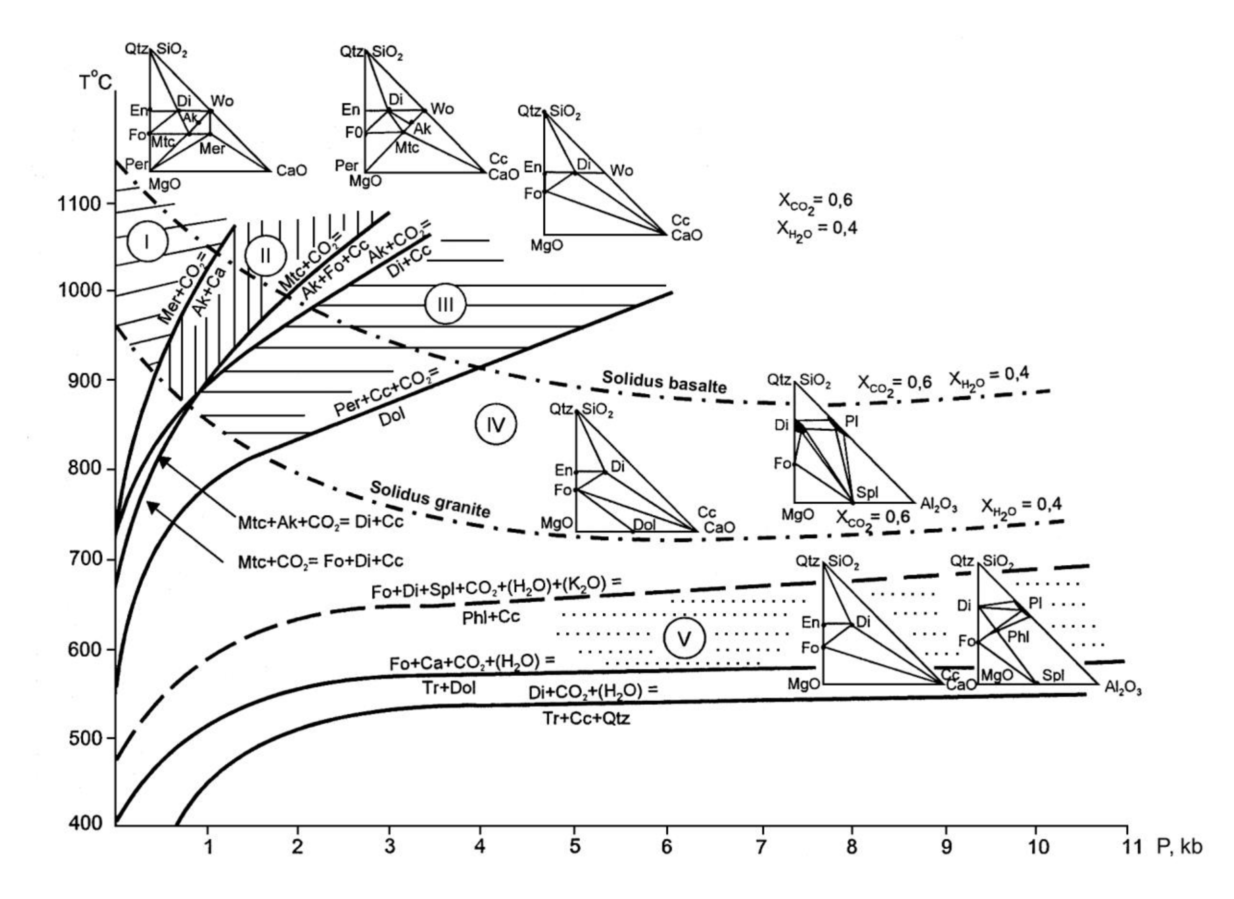


Fig. 16.6. Relation entre les paragenèses des skarns magnésiens et T-P pour X_{CO_2} = 0,6 et X_{H_2O} = 0,4 Calculé d'après des données expérimentales. I–IV – faciès de profondeur des skarns magnésiens ; V – paragenèses des skarns magnésiens du stade postmagmatique

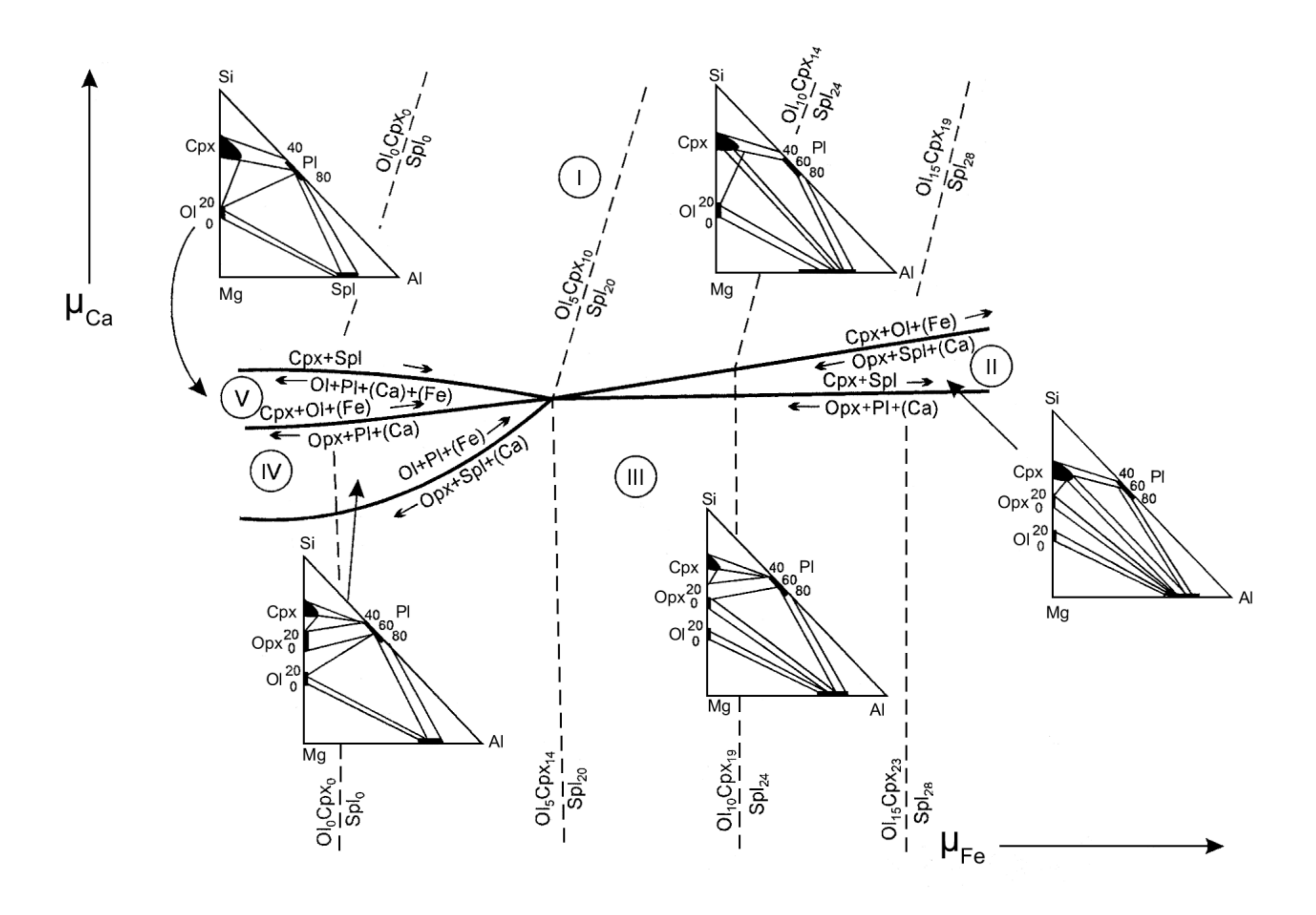


Fig. 16.7. Diagramme relatif à la dépendance des paragenèses des skarns magnésiens du stade magmatique des potentiels chimiques du calcium et du fer

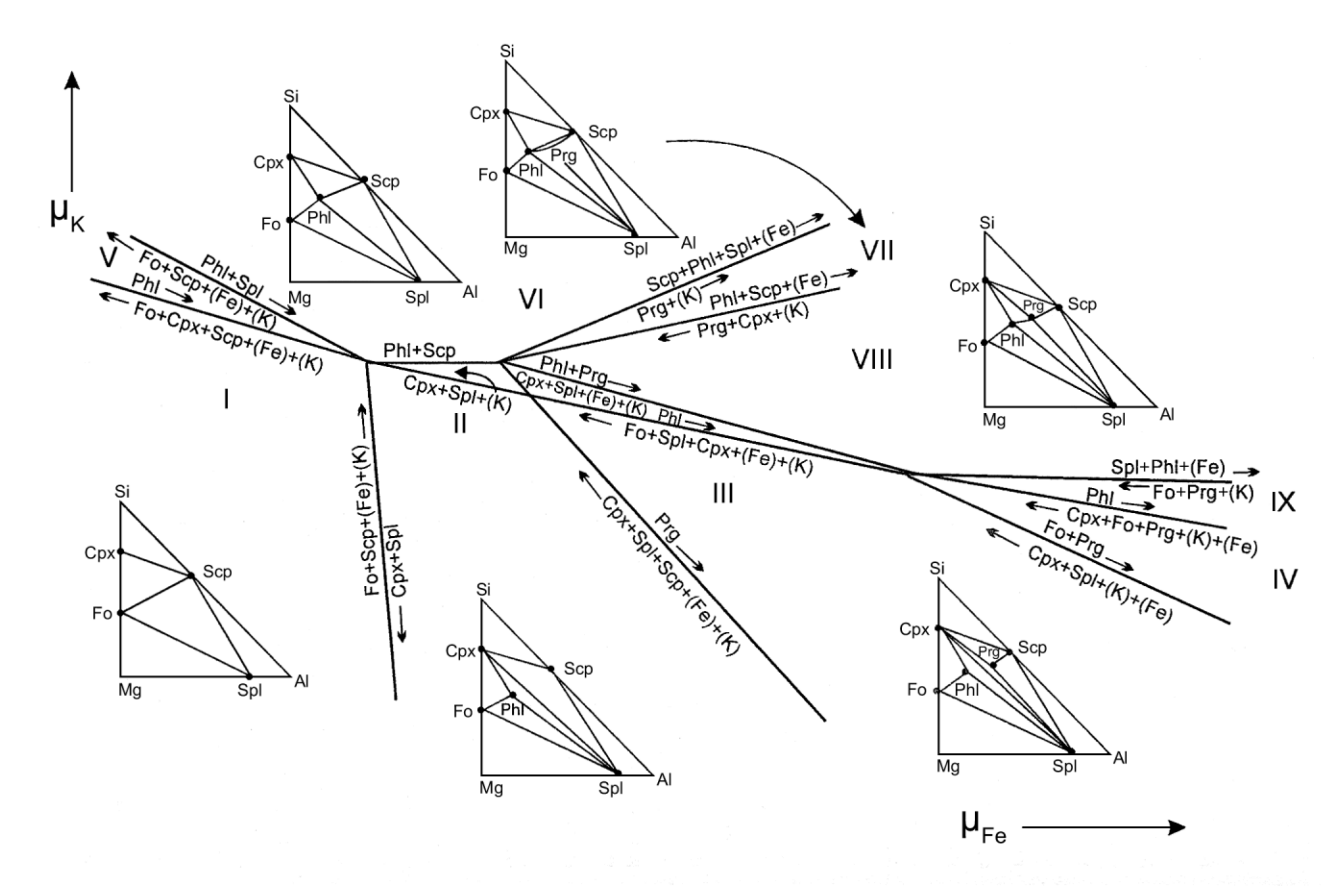


Fig. 16.8. Relation entre les paragenèses des skarns magnésiens du stade postmagmatique et les potentiels chimiques du potassium et du fer

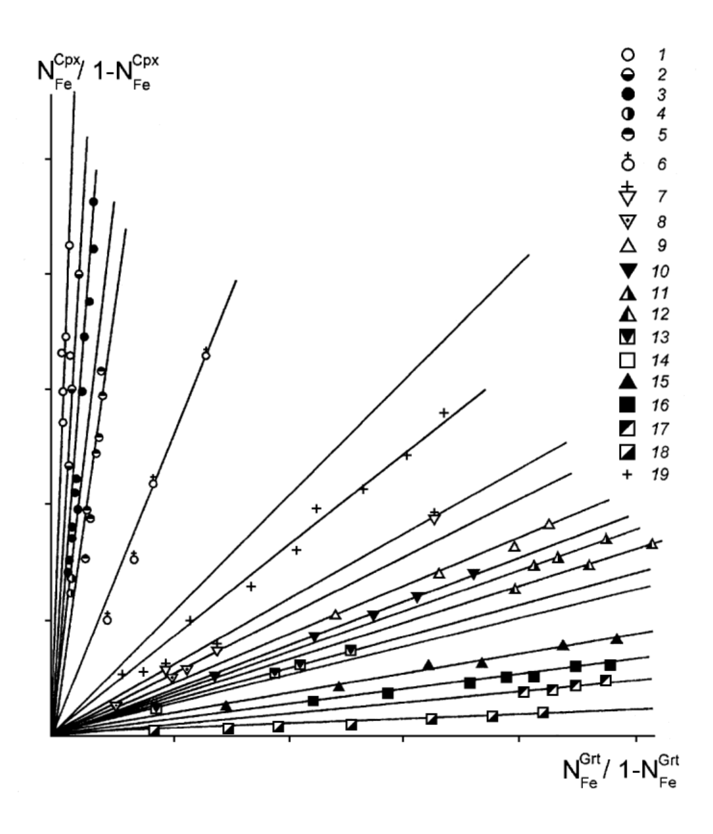


Fig. 16.9. Diagramme des compositions coexistantes du pyroxène et du grenat de différents gisements dans les skarns calciques

1 – gisement de tungstène d'Ingitchtke, Ouzbékistan ; *2* – gisement de tungstène de Fouyougatin, Japon [Outo, 1962] ; *3* – gisement de tungstène polymétallique avec SnO2 de Maïkhoura, Tadjikistan ; *4* – gisement de tungstène polymétallique avec SnO2 de Lost River, Alaska [Dobson, 1982] ; *5* – gisement à molybdène-tungstène de Tyrnyaouz, Russie ; *6* – gisement de tungstène avec polymétalliques et or, Colombie Britannique, Canada [Ettilinger & Roy, 1983] ; *7* – gisement de cuivre avec or, Colombie Britannique, Canada [Ettilinger & Roy, 1983] ; *8* – gisement de cuivre avec tungstène de Darinskoe, Russie [Indoukaev, 1980] ;*9* – gisement à polymétalliques d'Empire, Nouveau Mexique [Burton *et al.*, 1982] ; *10* – gisements de cuivre de Tourinsk [Podlesskiy, 1979] ; *11* – gisement à polymétalliques de Kansaï, Tadjikistan ; *12* – gisement à polymétalliques de Temperino, Italie [Burton *et al.*, 1964] ; *13* – gisements cupro-ferrifères de Milko-Tyrnovo, Bulgarie [Vasiliev *et al.*, 1964] ; *14* – gisements ferrifères de Gornoblagodatskoe et Vysokogorskoe, Russie [Podlesskii, 1979] ; *15* – gisement de polymétalliques d'Altyn-Topkan, Tadjikistan ; *16* – gisements ferrifères de Gornoï-Chorii, Russie ; *17* – gisement ferrifère avec ilvaïte et sphalérite de Kern, Nouveau Mexique [Burton *et al.*, 1982] ; *18* – gisements ferrifères du district de Foudchaï [Zha-Yiming *et al.*, 1982] ; *19* – autres occurrences de skarns

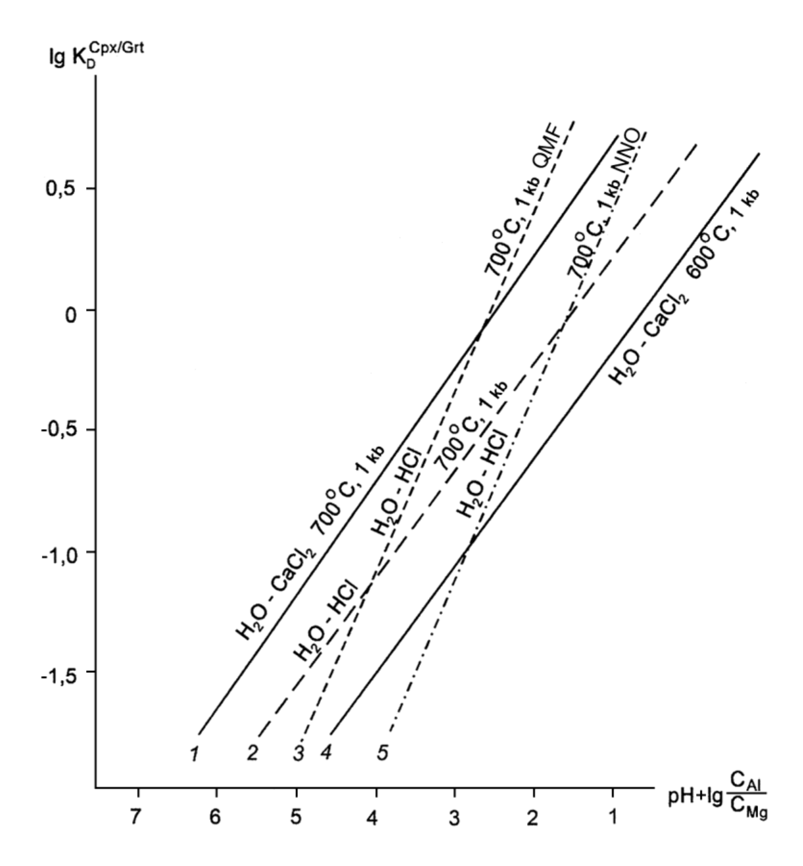


Fig. 16.10. Logarithme de la constante de répartition du fer entre pyroxène et grenat $\left(K_D = \frac{x_{Fe}{}^{Cpx}}{1 - x_{Fe}{}^{Cpx}} \div \frac{x_{Fe}{}^{Grt}}{1 - x_{Fe}{}^{Grt}} \right)$ **en fonction de l'acidité des solutions** $\left(\mathbf{pH + lgC_{Al}/C_{Mg}}\right)$ **d'après des données expérimentales [Zharikov *et al.*, 1979]**

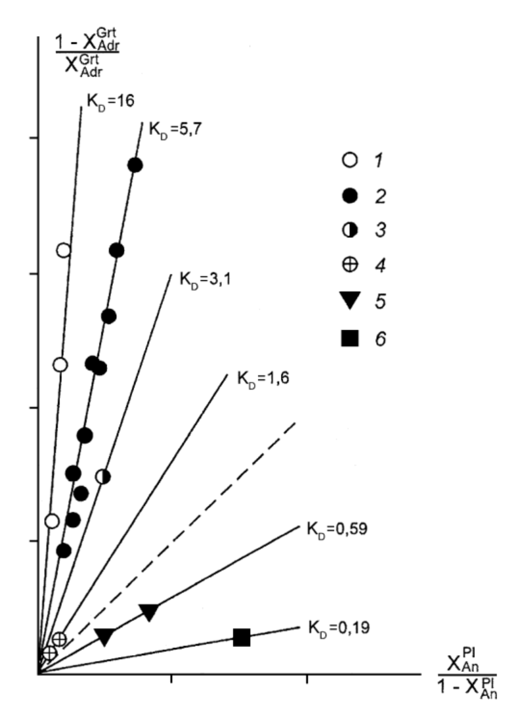


Fig. 16.11. Compositions coexistantes des grenats et plagioclases dans divers gisements de skarns *1* – gisement de tungstène d'Ingitchke, Ouzbékistan ; *2* – gisement à tungstène et sulfures de Maïkhoura, Tadjikistan ; *3* – gisement à molybdène-tungstène de Tyrnyaouz, Russie ; *4* – gisement à molybdène-tungstène de Tchoroukh-Daïron, Tadjikistant ; *5* – gisement de cuivre de Tourinsk, Russie [Podlesskiy, 1979] ; *6* – gisement ferrifère de Tychelginskoe, Russie [Miroshnikov *et al*., 1969]

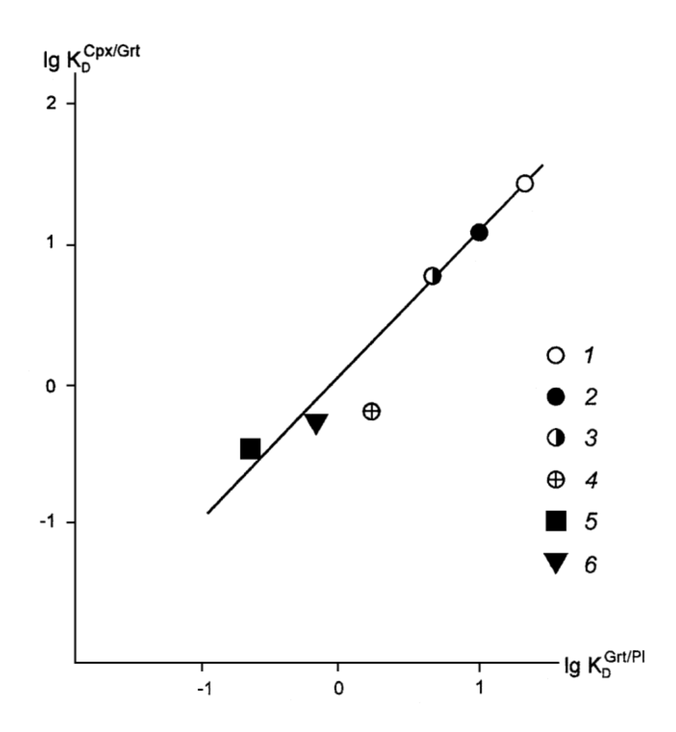


Fig. 16.12. Comparaison de la constante de répartition $K_{Fe}^{Cpx/Grt}$ et $K_{Al}^{Grt/Pl}$ comme indice d'acidité pour différents gisements de skarns Légendes : voir fig. 16.9 et 16.11

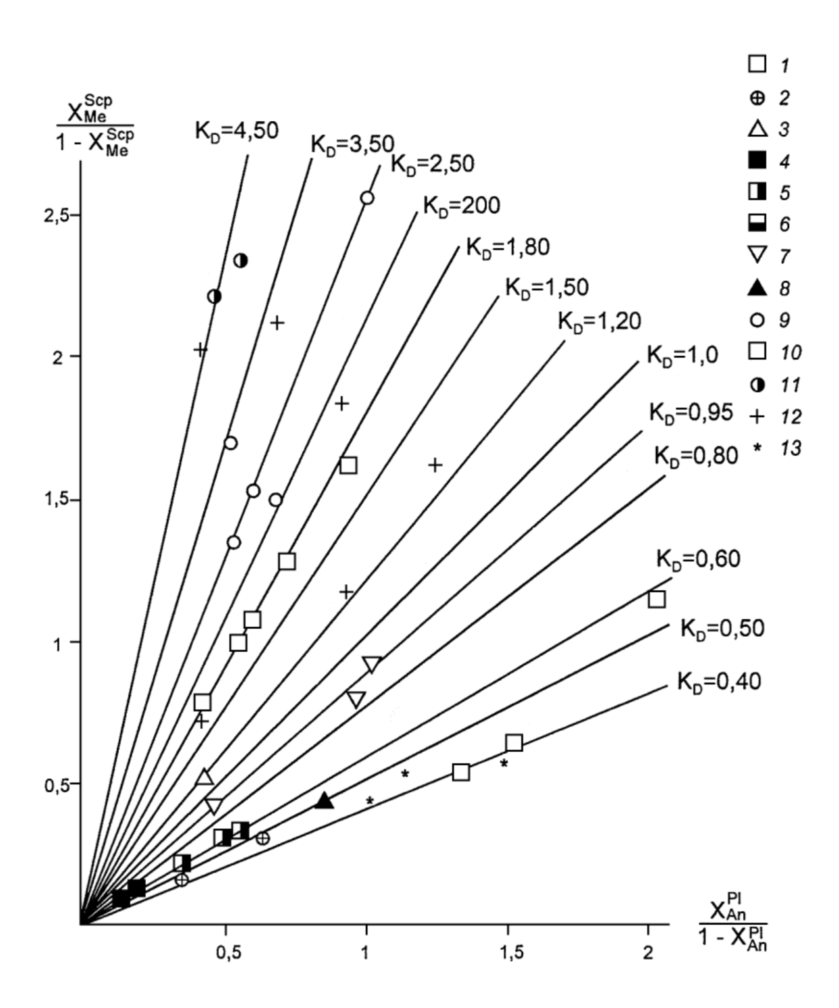


Fig. 16.13. Compositions coexistantes de scapolite et de plagioclase

1 – gisement de skarns de Gavasaïskoe, Ouzbékistan ; *2* – gisement de skarns de Tchoïroukh-Daïron, Tadjikistan ; *3* – gisement de skarns d'Ak-Djilga, Kirghizistan ; *4* – gisement de skarns de Lebiajinskoe, Russie ; *5* – gisement de skarns de Sokolovo-Sarbaïskie, Kazakhstan ; *6* – gisement de skarns de Dachkesanskoe, Azerbaïdjan ; *7* – gisement de skarns de Glafirinskoe, Russie [Solodovnikova, 1964] ; *8* – gisement à phlogopite d'Emeldjak [Lazarev, 1963] ; *9* – gisements de skarns de l'Aldan [Marakushev, 1958] ; *10* – skarns de la province du Québec, Canada [Show, 1960 ; Haughton, 1975] ; *11* – skarns de la province de l'Ontario, Canada [Haughton, 1975] ; *12* – schistes métamorphiques et gneiss des provinces du Québec et de l'Ontario, Canada [Haughton, 1975] ; *13* – autres occurrences de skarns de faible profondeur [Show, 1960]

où les expressions entre crochets des activités de CaO et NaCl sont considérées comme constantes (voir note[12]).

[12] La réaction (16.6) peut naturellement être exprimée en tenant compte des composants sous forme "aqueuse" :

$$NaAlSi_3O_8 . 0,33\ NaCl + 0,33\ Ca(OH)_2 + 0,33\ H_2CO_3 =$$

$$CaAl_2Si_2O_8 . 0,33\ CaCO_3 + 0,33\ NaCl + 0,66\ H_2O$$

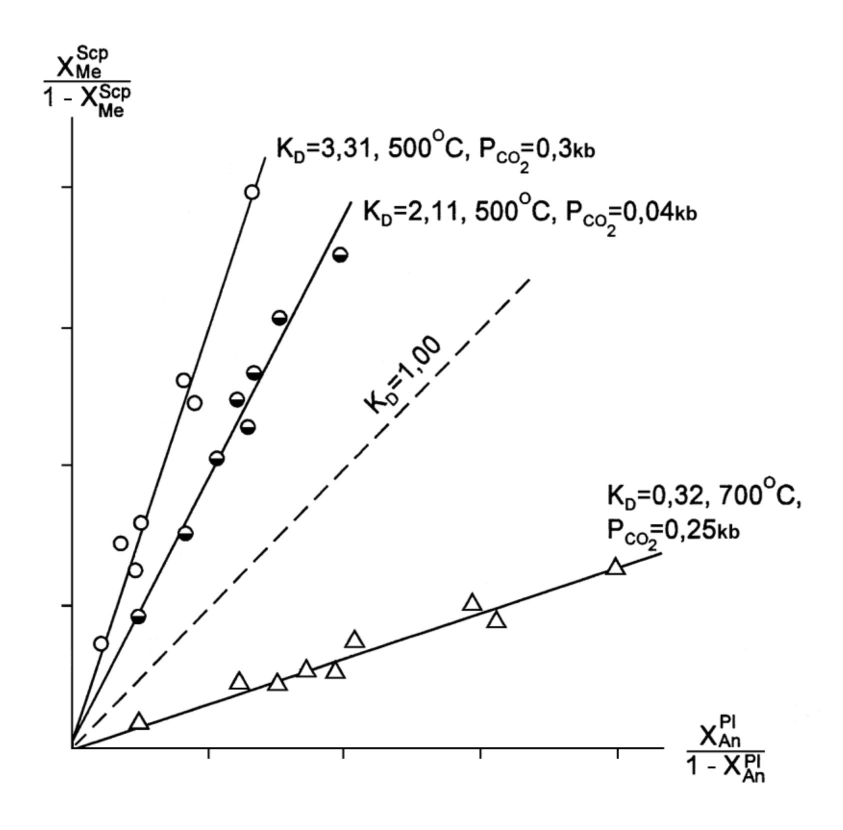


Fig. 16.14. Détermination expérimentale des constantes de distribution des minéraux calciques entre scapolite et plagioclase [Kotelnikov, 1977]

Cependant, dans ce cas, l'expression de la constante de la réaction d'échange ne change en principe pas :

$$\frac{X_{Me}^{Scp}}{1 - X_{Me}^{Scp}} : \frac{X_{An}^{Pl}}{1 - X_{An}^{Pl}} = K_D^O \frac{[\mathrm{Ca(OH_2}]^{0,33}[\mathrm{H_2CO_3}]}{[\mathrm{NaCl}]^{0,33}[\mathrm{H_2O}]^{0,66}} =$$

$$K_D^O \frac{[\mathrm{CaO}]^{0,33}[\mathrm{H_2O}]^{0,33}[\mathrm{CO_2}]^{0,33}[\mathrm{H_2O}]^{0,33}}{[\mathrm{NaCl}]^{0,33}[\mathrm{H_2O}]^{0,66}} =$$

$$K_D^O \frac{[\mathrm{CaO}]^{0,33}[\mathrm{CO_2}]^{0,33}}{[\mathrm{NaCl}]^{0,33}} = K_D^* [\mathrm{CO_3}]^{0,33} = K_D$$

où K_D^* inclut les activités constantes des formes aqueuses de CaO et NaCl.

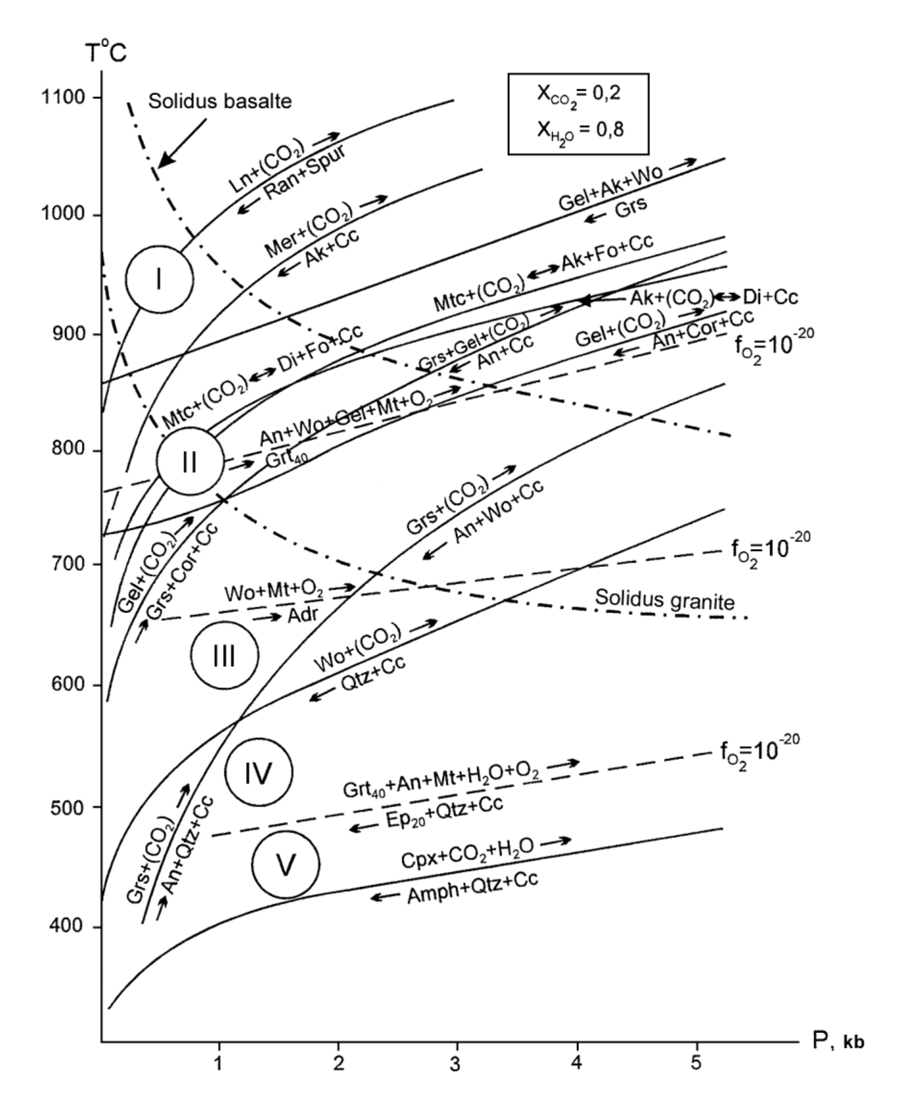


Fig. 16.15. Principaux minéraux limites de l'équilibre des skarns calciques, recalculés pour les conditions $X_{H_2O} = 0,8$, $X_{CO_2} = 0,2$ à partir de données obtenues expérimentalement et par calcul Les équations des réactions sont indiquées en dessous des courbes monovariantes. Pour la réaction avec Mt et O_2, on a pris comme fugacité de l'oxygène $f_{O_2} = 10^{-20}$. L'emplacement des solidus des bains granitique et basaltique a été calculé pour $X_{H_2O} = 0,8$, $X_{CO_2} = 0,2$.

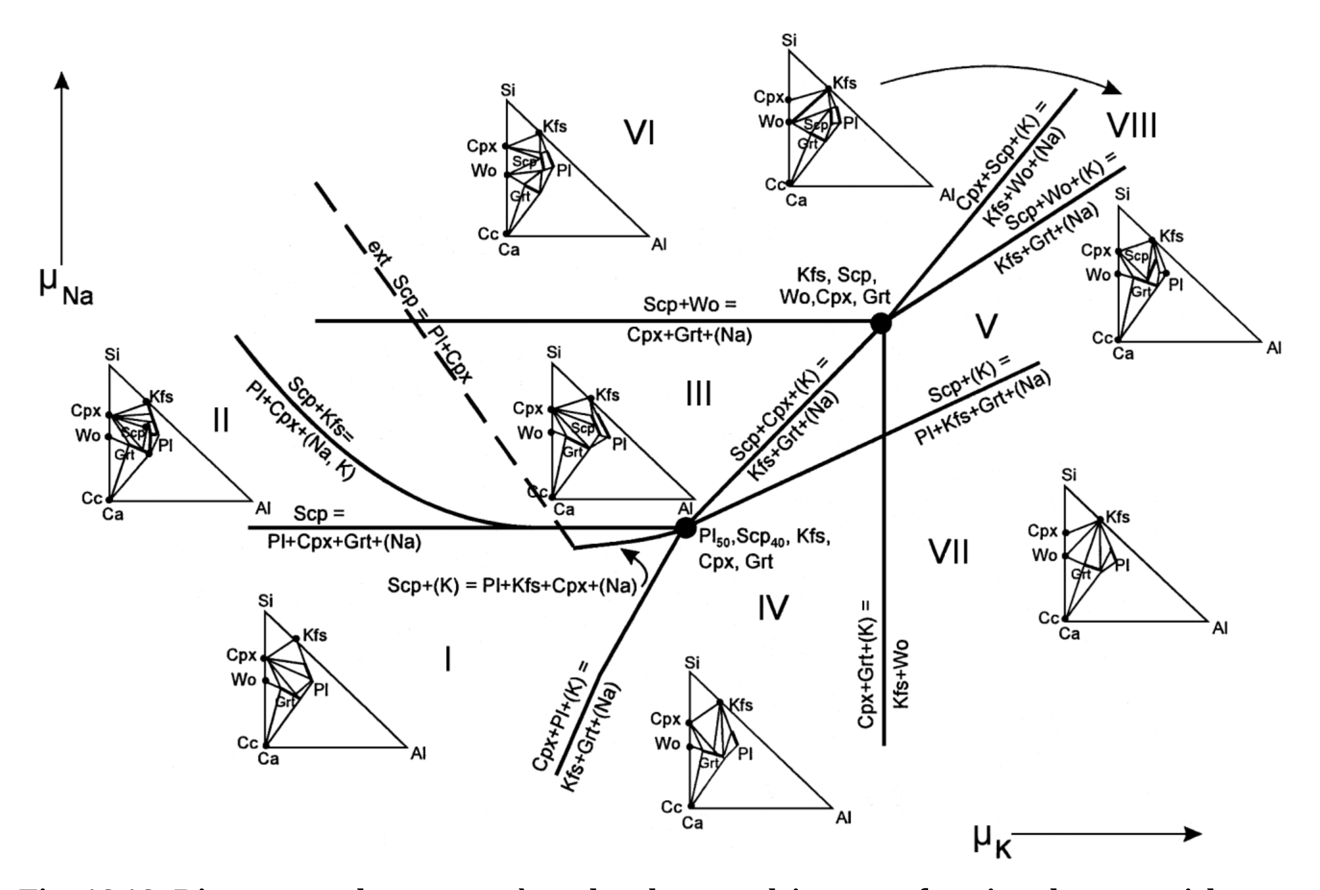


Fig. 16.16. Diagramme des paragenèses des skarns calciques en fonction des potentiels chimiques du potassium et du sodium

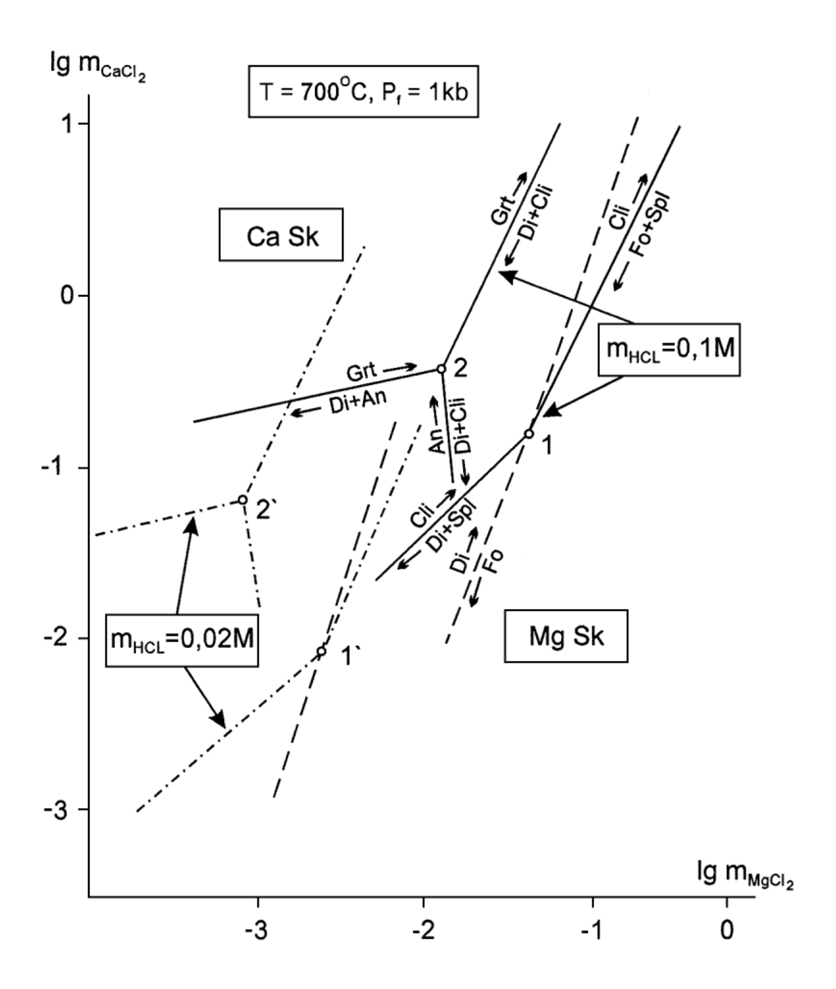


Fig. 16.17. Diagramme des paragenèses des skarns calciques et magnésiens en fonction des concentrations des solutions en $CaCl_2$, $MgCl_2$ et HCl Résultats de recherches expérimentales à T = 700° C et p = 1 kb [Zharikov & Khodorevskaya, 1987]. Les courbes en traits pleins et en raits mixtes reproduisent les résultats expérimentaux respectivement pour m_{HCl} = 0,1 m et m_{HCl} = 0,02 m. Les courbes en traits interrompus sont les données calculées

Chapitre 17

LES GREISENS

Définition. Les greisens sont des roches métasomatiques de haute et moyenne température, composées de quartz-mica, quartz-topaze ou quartz-tourmaline, accompagnant les gisements d'étain, tungstène, molybdène, béryllium, et génétiquement liées à des leucogranites. Les greisens sont manifestement liés à une minéralisation à métaux rares Sn–W–Mo–Be et le terme "*gisements de greisens*", introduit par V.I. Smirnov a été universellement adopté dans la littérature du pays. Dans la littérature occidentale une notion similaire fait défaut et les gisements sont désignés d'après les métaux principaux (*gisements à W, Mo, Sn, Be*). A l'origine le terme greisens désignait essentiellement des roches à quartz-muscovite, se formant par métasomatose de roches de composition granitique, de grès, de schistes et de roches vulcanogènes. Le processus de formation des greisens s'appelle greisénisation. Par la suite on a donné au terme "greisen" une acception formationnelle et on a, sous cette désignation, commencé à comprendre un ensemble de métasomatites s'étant formées par greisénisation. On conserve ainsi le sens pétrographique étroit de ce terme, désignant une roche de composition minérale déterminée. On appelle d'ordinaire roches greisénisées des variétés faiblement ou modérément transformées.

Entrent au nombre des indices récurrents des greisens : (1) un lien spatial et génétique étroit avec des granites ultraacides ; (2) une mise en oeuvre spécifique de métaux rares : W, Mo, Sn, Be, Bi ; (3) un type caractéristique d'altération périmétallifère consiste en une greisénisation s'exprimant par le développement de quartz, micas blancs, topaze, fluorite, tourmaline ; (4) intervention à large échelle de composants acides volatils dans les processus de formation de minéraux : F, Cl, B, S, CO_2 [Nakovnik, 1954 ; Shcherba, 1968 ; Rundqvist *et al*., 1971].

Contexte géologique et relations avec d'autres métasomatites. Les principaux environnements géologiques structuraux dans lesquels se manifeste la

greisénisation sont [Rundqvist *et al.*, 1971] : 1) les zones d'encadrement des massifs intermédiaires des régions plissées ; 2) les zones d'encadrement externe des régions plissées ; 3) les zones de soulèvement anticlinal interne des régions plissées ; 4) les zones des régions internes d'activation de plissements accomplis. Les granites auxquels sont liés les greisens se rapportent au type postorogénique. Ils se sont mis en place dans des régions en cours de soulèvement prolongé, présentant un panache mantellique à leur base et subissant une relaxation dans la partie supérieure du manteau et inférieure de la croûte. L'intervalle de temps entre l'achèvement du régime géosynclinal et la mise en place des granites postorogéniques atteint 75–100 millions d'années.

Les roches greisénisées se situent dans la zone avoisinant le contact et au toit d'intrusions de granitoïdes, principalement de ceux dont la composition est la plus acide. La majorité des gisements de greisens se rapporte à des corps de granites dont les effusions en surface ont des dimensions peu importantes, les greisens des exocontacts étant souvent en rapport avec des ceintures de dykes. La morphologie des secteurs de greisénisation situés aux endocontacts est principalement déterminée par la configuration du contact de l'intrusion, alors que, dans les roches encaissantes, les greisens se localisent dans des zones de dislocation tectonique.

Dans la plupart des cas, il n'y a pas de preuve de l'existence d'un lien génétique direct avec une intrusion granitique définie de dimensions réduites. Il est plus probable [Omelyanenko, 1978] que la source des solutions donnant lieu à greisénisation a une origine plus profonde et que le lien qu'elles ont avec des corps granitiques donnés est un lien paragénétique. Les traits fondamentaux du cadre géologique des greisens sont fort bien illustrés dans l'exemple du gisement de greisens à tungstène-molybdène d'Aktchataou au Kazakhstan [Zharikov & Zaraisky, 1995]. Ce gisement est localisé dans la partie apicale d'un pluton granitique (fig.17.1, 17.2). D'après des données gravimétriques, ce massif se présente sous forme d'un lopolithe s'étendant en latitude sur 28 km pour une largeur de 12–16 km et une épaisseur de 7–8 km dans la partie centrale. Une grande partie de ce corps granitique est dissimulée en profondeur sous des dépôts terrigènes du Silurien supérieur et des effusions acides et moyennes du Carbonifère. Le diamètre du dôme mis à nu fait environ 4 km. On suppose que le pluton d'Aktchataou est principalement composé de granites porphyroïdiques grossiers de la phase I de mise en place (voir fig.17.2). Des corps tabulaires de granites à grains moyens de la phase II se concentrent dans les dômes et crêtes apicales du massif. Des granites à grains fins de la phase III forment de petits culots, dykes et corps plus complexes en forme de gradins dans les granites des phases I et II [Shcherba, 1960]. Au point de vue composition chimique et minéralogique, les granites de ces trois phases sont proches et se rattachent à des

granites leucocrates subalcalins avec prédominance du potassium sur le sodium. Les roches encaissantes autour du massif d'Aktchataou ont été cornéifiées sur une distance atteignant 800–1000 m.

Environ 300 menus corps filoniens de greisens sont dispersés sur toute l'étendue du dôme granitique qui affleure, mais principalement à la périphérie de celui-ci. Tous ces corps minuscules se rapportent à la partie supérieure du massif avoisinant le contact et ne s'étendent pas à plus de 40-60 m de profondeur, mais s'étendent au loin sur des dizaines et quelques centaines de mètres pour une épaisseur atteignant 3 m. Leur valeur économique est de peu d'importance. Les réserves de base d'Aktchataou en minerai de W-Mo sont concentrées au sein de quelques corps filoniens importants sur la pente sud-est du dôme. Ces corps sont contrôlés par des fissures étendues présentant une extension subméridionale et un fort plongement. Un trait typique des filons métallifères est l'augmentation d'épaisseur en direction de la surface de contact du massif granitique avec dissociation d'un corps unique de greisen en une série de corps plus petits, subparallèles et s'ouvrant en éventail vers le haut ("faisceau de greisens") [Bogolepov *et al*., 1971]. L'extension de ces corps atteint 2–3 km en longueur, avec un plongement atteignant 500 m et une épaisseur allant de 2–3 à 20–50 m. La wolframite et la molybdénite forment une fine dissémination, des nids et filonnets, en association avec quartz, fluorite, béryl, muscovite, topaze, pyrite et dickite. La minéralisation à caractère économique est concentrée dans des greisens quartzeux compacts et des veines de quartz, les minerais les plus riches étant localisés au sein de celles-ci ; les greisens contiennent néanmoins davantage de réserves globales en minerai [Shirkunov, 1981]. Les veines de quartz occupent, en règle générale, une situation axiale au sein des corps de greisens, bien qu'en âge certaines apparaissent être plus tardives.

De puissants corps de greisens présents dans les granites subissent au passage dans le toit une modification due à des séries de fines veinules, formant des stockwerks linéaires et maillés dont la productivité s'amenuise rapidement avec l'éloignement par rapport au contact [Gulyaeva, 1978]. Dans l'ensemble, dans l'Aktchataou, il y a rarement prédominance de corps d'endocontact dans les granites et les roches du toit sont faiblement greisénisées.

A Aktchataou, ainsi que dans d'autres gisements, la greisénisation s'accompagne d'autres altérations de roches par métasomatose, par exemple, par albitisation et feldspathisation potassique de granites, skarnification et propylitisation. L'albitisation et la feldspathisation potassique précèdent la greisénisation et occupent dans le massif granitique de plus vastes espaces à proximité du contact. Mais en revanche, les greisens peuvent par le jeu d'accidents cassants s'étendre dans les roches du toit à grande distance du contact. Des greisens se

superposent à des skarns au contact entre granites et roches carbonatées. La propylitisation du stade postmagmatique s'effectue plus tard que la greisénification et à température plus basse et implique un plus grand volume de roches tant aux exocontacts qu'aux endocontacts des granites. Une séquence schématique des processus incluant la greisénisation est reproduite à la fig.17.3.

Faciès des greisens et zonalité métasomatique. En ce qui concerne la composition minérale des zones internes de la zonalité métasomatique au sein des greisens, on distingue plusieurs faciès qui dépendent de la solution entraînant la greisénisation et de la roche subissant la métasomatose. Ce dernier critère permet de distinguer les greisens sur base des roches aluminosilicatées (granites, schistes à quartz-micas, grès) et des roches pauvres en silice et alumine (roches carbonatées et magmatites basiques). On distingue dans le premier groupe les faciès à quartz-muscovite, à quartz, à muscovite, à muscovite-feldspath, à quartz-tourmaline et à quartz-topaze. Dans le second groupe, on distingue seulement deux faciès dépourvus de quartz : un faciès à fluorite-muscovite et un faciès à feldspath-fluorite.

La colonne typique de zonalité métasomatique des greisens apogranitiques se présente comme suit : 0) granite inaltéré (quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, magnétite) ; 1) granite muscovitisé (quartz, feldspath potassique, albite, muscovite, biotite, magnétite ; 2–3) granite greisénisé (2 – quartz, feldspath potassique, albite, muscovite ; 3) – quartz, feldspath potassique, muscovite ; 4–6 greisen (4 – quartz, muscovite ; 5 – quartz, topaze ; 6 – quartz). La zone à topaze et la zone monoquartzique font souvent défaut. Pour les produits exotiques de la greisénisation des calcaires, la zonation est différente : 0) calcaire ; 1) calcite, fluorite ; 2) fluorite, muscovite ; 3) fluorite. Il y a parfois dans les produits de la greisénisation des calcaires présence d'albite et de phlogopite.

Les corps de greisens d'Aktchataou présentent une zonalité latérale et verticale bien exprimée [Bogolepov *et al.*, 1971]. Dans les parties axiales de tous les corps de minerai importants, appelés traditionnellement à Aktchataou "filons de minerai", on constate, verticalement de bas en haut, un remplacement monotype d'un greisen poreux à quartz par un greisen compact à quartz, ensuite par un greisen à quartz-topaze et un greisen à quartz-muscovite (fig. 17.4). Dans le périmètre des corps de greisens, les principaux minerais économiques occupent un horizon hypsométrique déterminé, délimité par une zone de développement du greisen à quartz compact et par la partie inférieure du greisen à quartz-topaze, mais plus haut et plus bas il y a appauvrissement de la minéralisation. En projection longitudinale, ce qu'on appelle la "ceinture minérale" [Chukhrov, 1960] présente l'aspect d'une lentille de minerai quasi horizontale. Verticalement

elle fait 150–200 m, la minéralisation exploitable s'étendant dans les veines de quartz axiales 20–50 m plus haut que dans les greisens qui les entourent [Bogolepov, 1992].

Dans tous les principaux horizons productifs de minerais du périmètre de la "ceinture minérale" la zonalité métasomatique latérale présente une structure identique (voir fig. 17.4, B). La partie centrale du corps qui se trouve en contact direct avec la veine de quartz axiale se compose de greisen quartzeux compact minéralisé, qui des deux côtés est remplacé par des zones successives de greisen stérile à quartz–topaze, ensuite de greisen à quartz-muscovite, de granite greisénisé et de granite à quartz-topaze , ensuite à quartz-muscovite et de granite leucocrate encaissant. A la partie supérieure, surmontant la zone minéralisée du corps de greisen (voir fig. 17.4, A), la zone de greisen à quartz fait défaut et la zonalité latérale présente la structure suivante :

Veine de quartz 0	Greisen à Qtz – Toz 0,55	Greisen à Qtz – Ms 1,0	Granite greisénisé > 14 m	Granite leucocrate

Aux horizons inférieurs, sous-jacents à la zone minéralisée (voir fig. 17.4, C), la zone de greisen à quartz-topaze disparaît de la colonne et les zones restantes, en particulier la zone de greisen à quartz, gagne en épaisseur [Gotman & Malakhova, 1965] :

Veine de quartz 0	Greisen à Qtz poreux 9,5	Greisen à Qtz – Ms 10,5	Granite greisénisé > 18 m	Granite leucocrate

L'épaisseur totale des zones de greisens proprement dits (sans le granite greisénisé) varie d'habitude de 10–20 cm à 1–2 m. Apparemment la zonalité latérale de relativement faible épaisseur est principalement une zonalité due à la diffusion. La zonalité verticale et longitudinale des puissants corps de greisens, mesurant des dizaines et centaines de mètres, est sans aucun doute liée à l'infiltration.

Chimisme du processus de greisénisation. Au cours de la greisénisation on observe deux cas extrêmes : 1) un processus avec accumulation de silice et 2) un processus avec accumulation d'alumine.

Dans le premier cas, il y a dans les roches augmentation de la teneur en quartz, par exemple, de 30–35 % en volume dans le granite jusqu'à 70–90 % dans les greisens à quartz-topaze ou jusqu'à 60–80 % dans les greisens à quartz-muscovite. Il y a alors départ des alcalins, de l'alumine, mais aussi du calcium, du magnésium et du fer. L'accumulation d'alumine donne essentiellement lieu à la formation de greisens à muscovite ou à topaze. Dans ces cas, la teneur des roches en quartz s'abaisse à 5–10 %, mais la teneur en muscovite et topaze augmente jusqu'à 70–90 %. Apparemment, l'accumulation d'alumine peut être favorisée par la baisse d'acidité des solutions donnant lieu à greisénisation.

Les calculs d'apport et de départ des constituants des roches effectués pour le gisement d'Aktchataou sur base des données récoltées par échantillonnage par tranchées [Gotman & Malakhova, 1965 ; Zaraisky *et al.*, 1994] montrent que la greisénisation du granite donne lieu à départ constant du Na_2O et du K_2O de toutes les zones et à apport de SiO_2, Fe, F, H_2O, CO_2 et métaux rares. Il y a départ de grandes quantités d'alumine de la partie inférieure du corps de greisen qui se redéposent à la partie supérieure, au niveau du développement des greisens à quartz-topaze et à quartz-muscovite dans les zones axiales des puissants corps de greisens (fig. 17.5).

Conditions physico-chimiques de la minéralisation. Les conditions physico-chimiques de la greisénisation ont été étudiées en détail et font l'objet de l'exposé ci-dessous basé sur l'exemple d'Aktchataou. Elles caractérisent suffisamment bien le processus typique de greisénisation [Zaraisky *et al.*, 1994].

Évolution de la température. D'après des données de géothermométrie relatives à deux feldspaths et aux isotopes de l'oxygène la température de cristallisation des phases I, II et III de mise en place des leucogranites est de 750, 700 et 650° C (±50° C). La formation des pegmatites cloisonnées s'est faite dans la fourchette 620–560° C (±40° C). On a comparé les résultats des recherches relatives à la distribution des isotopes de l'oxygène dans les minéraux des greisens et des filons métallifères d'Aktchataou [Korotaev *et al.*, 1988 ; Zharikov *et al.*, 1992] avec les données résultant de l'étude des inclusions fluides [Doroshenko & Pavlun, 1981 ; Korotaev &

Matveeva, 1989 ; Reif, 1990] ; cette comparaison permet de dire de façon assez nette que la formation des greisens et la localisation de la minéralisation à W–Mo occupent, dans l'ensemble, une plage de haute température allant de 550 à 350° C. Les veines de quartz se sont formées, en moyenne, 60° C plus bas que les greisens qui les renferment. Apparemment, à Aktchataou, la température de 350° C indique la limite inférieure de l'étape de minéralisation à greisen proprement dite, accompagnant le dépôt de la masse principale de métaux rares (W, Mo, Be, Bi, Sn). Les températures plus basses (350–150° C) se rapportent aux stades terminaux à sulfures du processus de minéralisation au cours desquels peut même se produire une certaine recristallisation des minerais de W-Mo antérieurs [Bogolepov, 1979, 1992]. En se fondant sur les paragenèses minérales des cornéennes des contacts, on peut supposer que leur formation s'est faite dans le champ thermique du massif granitique à des températures allant de 450 à 350° C.

Évolution de la pression. Des reconstitutions paléolithologiques, ainsi que les particularités de texture et de morphologie des granites, ont permis à plusieurs auteurs d'estimer que, lors de l'installation du pluton d'Aktchataou, les roches du toit avaient une épaisseur de 1 à 4 km, ce qui correspond à une pression lithostatique de 0,3 à 1,0 kb [Shcherba, 1960 ; Minéralisation des métaux rares …, 1988 ; Nergeï, 1983]. D'après les calculs de F.G. Reif [1990], basés sur les relations entre P–V–T existant au sein des inclusions magmatiques du quartz des granites, la pression du fluide au cœur de la chambre abyssale résiduelle atteignait 4,2–4,8 kb avant la mise en place de la phase intrusive III. Pourtant, l'étude systématique des inclusions fluides des minéraux filoniens des corps métallifères d'Aktchataou [Doroshenko & Pavlun, 1981 ; Pavlun, 1984 ; Korotaev *et al.*, 1994] montre que, au cours des principaux stades métallifères, la pression du fluide a oscillé périodiquement entre 1,6 et 0,5 kb et qu'elle s'est abaissée à 0,2 kb au cours des stades tardifs. D'autre part [Korotaev, 1994], on a aussi découvert un groupe d'inclusions à forte densité dont P_{hom} va de 0,8 à 2,8 kb, s'homogénéisant en une phase liquide dans une fourchette étroite de température 350–450° C.

Il est possible que les données avancées ne se contredisent pas toutes l'une l'autre, mais reflètent l'évolution complexe du système fluide-magma. Si l'on considère que l'intrusion d'Aktchataou s'est formée à une profondeur d'environ 3 km, la pression du fluide dans la partie supérieure de celle-ci a pu s'approcher de la pression lithostatique et valoir à peu près 1 kb. Dans les parties profondes de l'intrusion, la pression a atteint 2–3 kb et a même pu devenir plus élevée au cours de l'ébullition rétrograde du magma et même osciller par suite du déconfinement du système.

Le régime fluide de la minéralisation. D'après les données de F.G. Reif **[**1990], la teneur initiale en eau du bain de la phase I des granites du massif d'Aktchataou était élevée et valait 4,5 ± 0,5 % en masse**.** Elle a même encore augmenté à mesure de la différentiation magmatique par cristallisation et a atteint 5,2 ± 1,2 % en masse au cours de la phase II et 6,7 ± 1,5 % en masse au cours de la phase III. La salinité de ce fluide magmatique était importante. D'après les données cryométriques relatives à des inclusions fluides isolées, elle est estimée à 13–23 %. éq. NaCl. On suppose que les principaux composants salins étaient des chlorures et fluorures de Na et K, mais l'adjonction de chlorures de Mg, Fe, Ca, Li n'excédait pas 1 % au total. La base de ce fluide était constituée d'eau ; la teneur en CO_2 et autres gaz était peu importante. Apparemment, il n'y avait pas dans ce fluide magmatique de prédominance du chlore par rapport au fluor, bien que le rôle des fluorures ait été essentiel aussi, ce dont témoignent les estimations approximatives de la concentration en HF (0,2–0,8 m), effectuées sur base de la composition de biotites de la roche [(Zaraisky *et al*., 1994]. A mesure de la cristallisation du granite, la teneur du bain résiduel en HF augmentait. Il y avait, en même temps, augmentation de l'acidité du bain et du fluide aqueux en équilibre avec celui-ci, ce qui est illustré par l'évolution des rapports Si/Al et (Mg+Fe)/Al des biotites depuis la phase I jusqu'à la phase III. En vertu de cette dépendance de la répartition de Fe et Mg entre biotite et fluide chloruré supercritique [Schulien, 1980], on peut conclure que le fluide magmatique d'Aktchataou se caractérisait par un rapport Fe/(Fe+Mg) élevé, croissant de 0,85 au cours de la période de cristallisation de la phase I à 0,90 lors de la cristallisation des phases II et III. On peut aussi parler en toute certitude de l'activité élevée de Mn au sein du bain et du fluide en équilibre avec celui-ci en vertu de l'introduction perceptible de celui-ci dans la biotite (jusque 2,6 % en masse de MnO) et particulièrement dans l'ilménite (jusque 24 %).

Dans la magnétite, l'ilménite et la titanomagnétite de toutes les phases des leucogranites, il y a souvent présence de W en quantités suffisantes pour la mise en évidence de celui-ci à la microsonde (jusque 0,1–0,2 % en masse de WO_3

dans la phase I et jusque 0,3–0,5 % en masse dans la phase III). On a constaté qu'il existe des teneurs en WO_3 encore plus élevées dans l'ilménorutile accessoire (1,3–1,4 % en masse) et dans le rutile (0,4–0,8 % en masse) provenant de dykes de microgranites.

L'introduction de tungstène dans les minéraux primaires des granites d'Aktchataou et l'enrichissement en tungstène des minéraux accessoires des produits tardifs de différenciation de la chambre magmatique permettent de parler de la concentration de cet élément dans le bain granitique résiduel et de présumer de la nature orthomagmatique du tungstène.

Les solutions postmagmatiques étaient composées de fluorures et chlorures de potassium et sodium et présentaient une salinité de concentration élevée (tableau 17.1). La proximité de composition et de concentration des fluides magmatiques et des fluides hydrothermaux de minéralisation peut servir de preuve quant à leur parenté génétique et l'évolution dont ils ont hérité. Une analyse spectrale directe par laser des inclusions fluides du quartz et de la fluorite des greisens à quartz et quartz-topaze d'Aktchataou met en évidence

Tableau 17.1. Succession et paramètres physico-chimiques de la minéralisation des corps métallifères du gisement d'Aktchataou d'après les données d'étude des inclusions fluides [Doroshenko & Pavlun, 1981 ; Pavlun, 1984 ; Pavlun & Simkiv, 1982]

Association Minérale	T, ° C	P, bars	Composition du fluide	Concentration, % en masse, éq. NaCl + KCl
A molybdénite-Quartz	440–320	1200–1000	Chloruré hydrosilicaté sodique	41–27
A métaux rares, molybdénite-wolframite-quartz	480–300	1600–700	Fluoruré chloruré potassico-sodique	65–30
A pyrite-wolframite-quartz	415–260	750–500	Idem	48–28
A galène-sphalérite-quartz	310–150	550–350	Dioxyde de carbone-aqueux, hydrocarbonaté-sodique	Peu élevée

A phlogopite-quartz	180–80	~200	Essentiellement aqueux, potassique	Faible
A zéolite-quartz	60–20	~200	Idem	Faible

les concentrations élevées en W qui y existent (jusque plusieurs g/dm^3), en Mo (jusque 0,7g/dm^3) et la présence de Cu, Zn, B, Ti [Bajeev *et al*., 1986 ; Reif, 1990].

L'analyse de la loi de minéralisation aux stades magmatique et postmagmatique de l'évolution du système magmatique-métallifère d'Aktchataou conduit à la conclusion que l'apparition de fluides acides de greisénisation, riches en F, Cl, B et autres composants volatils acides n'a pas lieu aux stades les plus précoces, mais à des stades assez avancés de la cristallisation du bain granitique. Ceci même a été noté par G.N. Shcherba [1960], qui a souligné le rôle particulier joué par les granites à grains moyens de la phase II, après la mise en place desquels a débuté à Aktchataou une activité hydrothermale intense. F.G. Reif a établi qu'il y a absence d'inclusions fluides indépendantes dans le quartz des phases I et II et qu'elles apparaissent pour la première fois, à côté des inclusions du bain, dans des produits filoniens dérivés de la phase II et, en particulier, dans des produits dérivés de la phase III. [Reif, 1990]. Le remplacement du stade de dépôts métallifères productif en métaux rares (W, Mo, Be, Bi) par le stade à quartz-sulfures plus tardif (Cu, Zn, Pb, Bi) s'accompagne du remplacement des solutions fluoruro-chlorurées à haute concentration par des solutions chloruro-hydrocarbonatées plus diluées, enrichies en dioxyde de carbone (voir tabl. 17.1) [Doroshenko & Pavlun, 1981]. La pression du fluide tombe, dès lors, à 550–350 kb, la température s'abaissant à 310-150°C.

Tableau 17.2. Durée de l'évolution du système magmatique métallifère d'Aktchataou (modèle de différentiation intrachambre pour une épaisséur du toit de 1 km au dessus du dôme granitique, une mise en place de la phase II après 150 mille ans et une température initiale du bain granitique de 700° C)

Événements et processus géologiques	Temps en milliers d'années
Mise en place de la phase I	0
Mise en place de la phase II	150
Mise en place de la phase III	180

Achèvement de la cristallisation de la phase III		200
Formation des greisens :	début fin	200 300
Formation des veines de quartz et : de la minéralisation à tungstène-molybdène :	début fin	220 320
Achèvement de la cristallisation de la phase II		320
Achèvement de la cristallisation de la phase I		570
Stade à quartz-sulfures :	début fin	300 1000
Stades à quartz-fluorite et à quartz-zéolite		>1000

Greisens et minéralisation. Aux greisens sont liées des concentrations économiquement exploitables d'étain, de tungstène, de molybdène, de béryllium, de lithium et de bismuth. La minéralisation en tantale, niobium, zirconium et terres rares qu'on rencontre dans des roches greisénisées, est liée à des processus d'albitisation plus précoces. Le dépôt des minéraux métallifères a lieu aux stades terminaux du processus de formation des corps de greisens et est occasionné par un abaissement de l'‘acidité et de la température. On a suivi l'évolution du processus de greisénisation métallifère sur l'exemple d'Aktchataou, pour lequel on a développé une modélisation relative à l'évolution d'un champ thermique situé autour et à l'intérieur d'un pluton granitique en voie de refroidissement. Les résultats de cette modélisation ont permis d'évaluer la succession des processus de greisénisation et du dépôt métallifère qui y est lié (tabl. 17.2).

Ainsi, les greisens se forment par suite d'un processus hydrothermal à haute température de métasomatisme acide, en présence d'une activité élevée du fluor dans la solution et en liaison étroite avec un magmatisme granitique postorogénique. La greisénisation fait suite à l'albitisation des granites et à la formation de skarns et précède le dépôt de la minéralisation.

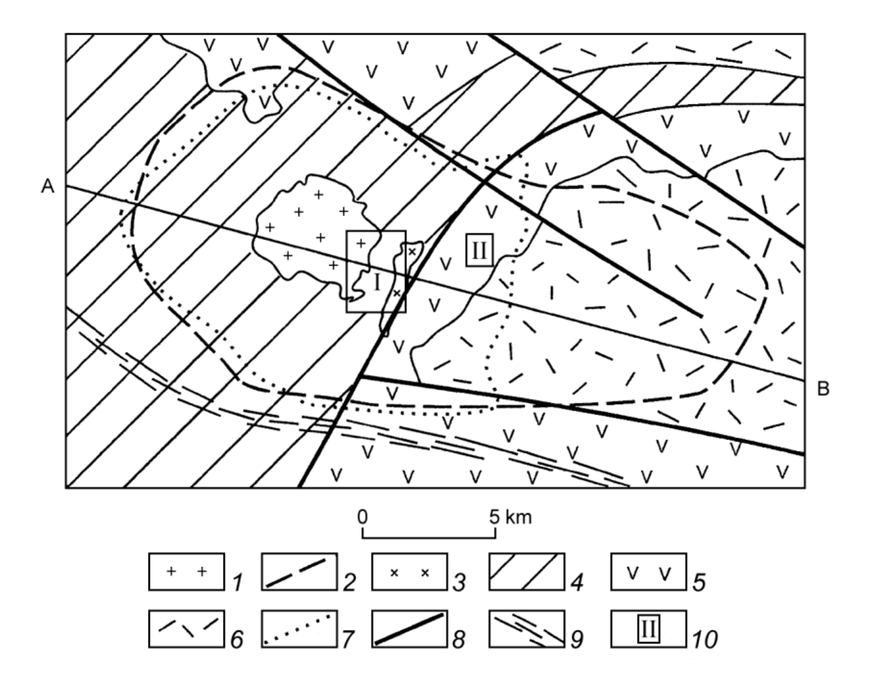


Fig. 17.1. Croquis géologique du champ métallifère d'Aktchataou

1 – granites leucocrates du Permien inférieur du complexe d'Aktchataou (affleurement du dôme) ; *2* – contour de l'intrusif d'Aktchataou en profondeur d'après des données généralisées de levés gravimétriques ; *3* – adamellites C_{2-3} ; *4* – grès, schistes, conglomérats S_2 ; *5* - laves et tufs d'andésites, dacites et liparites C_1 ; *6* – effusifs acides C_{2-3} ; *7* – limite en surface de l'auréole des cornéennes de contact ; 8 – accidents tectoniques ; *9* – zone de fracture abyssale d'après des données géophysiques ; *10* – gisements de greisens :
I – Aktchataou, II – Aksaï ; A – B coupe géologique

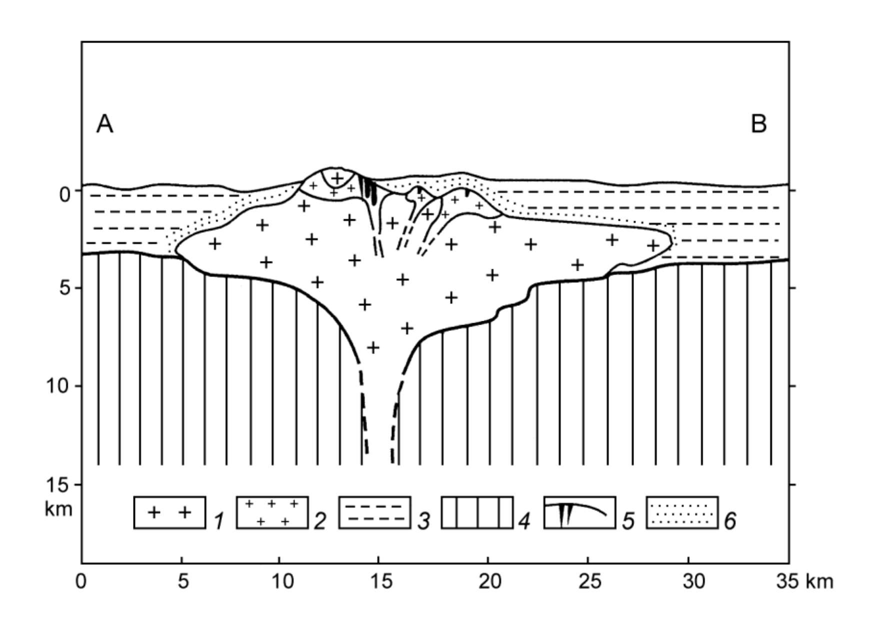


Fig. 17.2. Coupe géologique longitudinale schématique A – B (voir fig. 17.1) du pluton granitique d'Aktchataou d'après des données géologiques, de prospection géologique et géophysiques

1 – granite à gros grain de la phase I ; *2* – granites à grain moyen et à petit grain des phases II et III ; *3* – roches terrigènes et vulcanogènes encaissantes ; *4* – roches cristallines du socle précambrien ; *5* – corps minéralisés ; *6* – cornéennes du contact

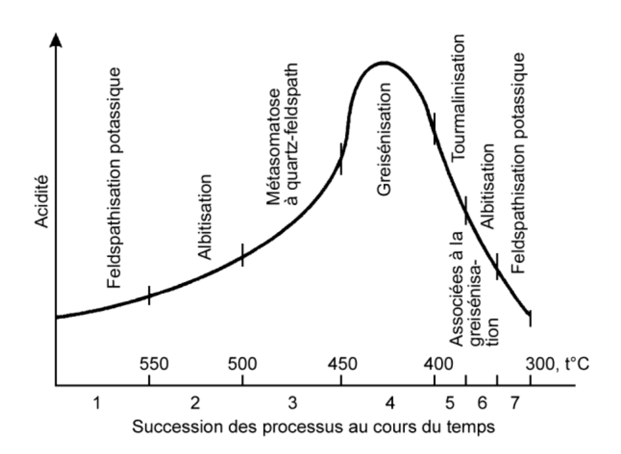


Fig. 17.3. Schéma de l'évolution dans le temps de l'acidité et de la température des solutions postmagmatiques

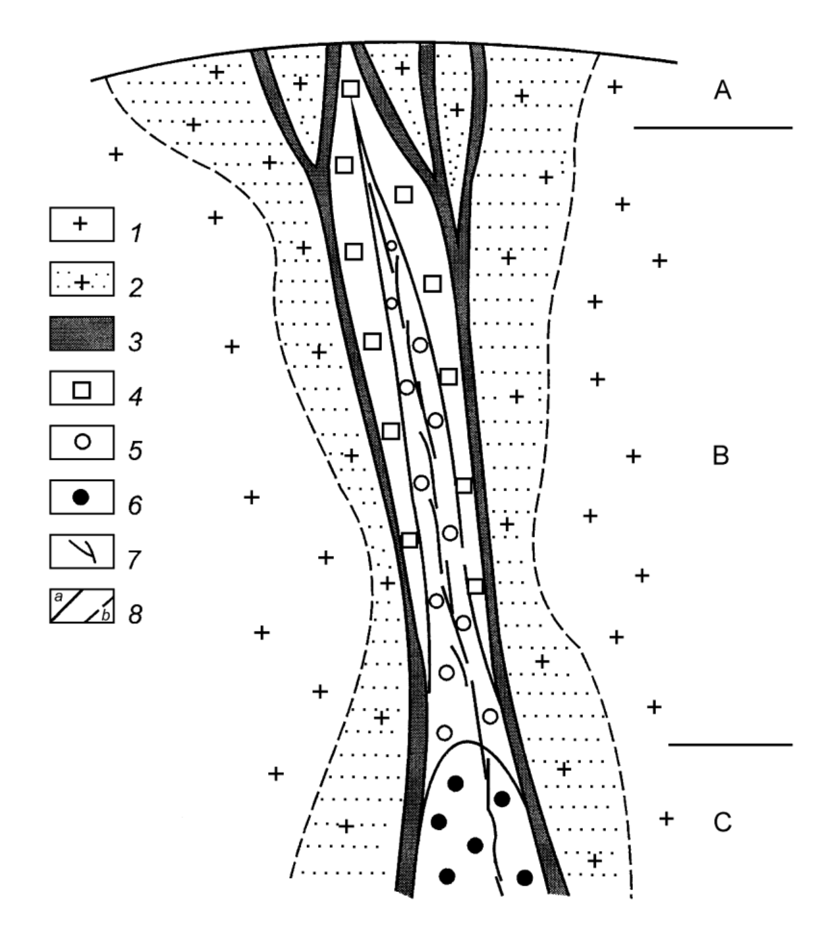


Fig. 17.4. Zonalité métasomatique latérale et verticale schématique des principaux corps de greisens d'Aktchataou exploitables économiquement

1 – granites à grains moyens ; *2* – granites greisénisés ; *3* – greisens à quartz-muscovite ; *4* - greisens à quartz-topaze ; *5* – greisens compacts à quartz ; *6* – greisens poreux à quartz ; *7* filons de quartz minéralisés ; *8* – limites des zones métasomatiques (*a* – nettes, *b* - graduelles) ; A, B, C – niveaux de corps de greisens d'un type différent de zonalité latérale

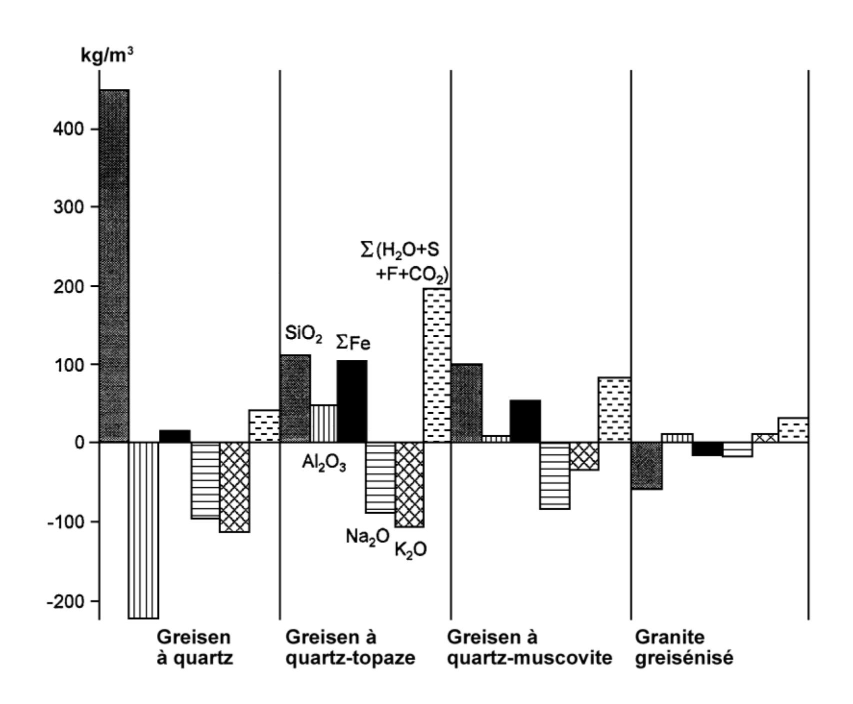


Fig. 17.5. Apport-départ de constituants au cours de la greisénisation

Chapitre 18

PROPYLITES ET ROCHES PROPYLITISÉES

Définition. On appelle roches propylitisées des roches vertes ayant subi une altération hydrothermale. A la différence de cette notion très vaste, le terme "propylites" a un sens pétrographique entièrement déterminé : il désigne des andésites vertes ayant subi une altération hydrothermale. En général, on appelle néanmoins souvent propylites des roches quelconques propylitisées. Parfois, certains auteurs choisissent simplement un terme plus court et, parfois, ils confondent ces notions et utilisent le terme propylite dans un sens différent. Pour éviter les confusions, il est préférable d'indiquer quel sens on a en vue.

Les roches propylitisées peuvent se former comme suite à divers processus : 1) métasomatisme de séries vulcanogènes avec formation de roches vertes dans des zones de gisements de métaux nobles et non-ferreux ("propylites" au sens de F. Richthofen) ; 2) métasomatisme hydrothermal de type argilisation dans des régions de volcanisme actif (et de paléovolcanisme), au cours duquel se forment dans les zones profondes d'argilisation de l'adulaire, de l'albite, de la chlorite, par endroits de l'épidote, à côté de minéraux argileux [Naboko, 1963] ; 3) faible altération de roches dans les zones externes d'un métasomatisme acide périfilonien du type bérésitisation ou argilisation [Nakovnik, 1954]. M.M. Vasilevskiy [1970] associe, en outre, des roches propylitisées à des produits du métamorphisme régional du faciès des schistes verts, se basant sur la similitude de leur composition minérale.

Dans tous les types de processus qui viennent d'être énumérés, les roches vertes se forment sous l'action, principalement sur des roches magmatiques (mais aussi sur certaines roches sédimentaires), de solutions hydrothermales de faible agressivité, de faiblement acides à neutres, à une température de l'ordre de 200–350° C. L'étroite fourchette de variation des conditions extérieures détermine un

trait commun au point de vue composition minérale et une similarité au point de vue physionomie extérieure des roches vertes se formant à l'occasion de ces processus. Les particularités du contexte géologique permettent cependant de distinguer l'un de l'autre les types de métasomatisme qui viennent d'être cités. Ces différences concernent en premier lieu les relations que ceux-ci entretiennent avec le magmatisme et la métallogénie, ce qui se constate clairement sur base de l'exemple portant sur les différences existant entre roches propylitisées et produits du métamorphisme régional. La propylitisation est liée aux intrusions de granitoïdes hypoabyssaux et subvolcaniques et à leurs hydrothermes postmagmatiques [Korzhinsky, 1948 ; Zharikov, 1959]. Les roches propylitisées renferment à l'intérieur des zones de métasomatites acides et des filons métallifères, mais elles sont à leur périphérie en contact avec des roches encaissantes inaltérées (ou faiblement altérées). A la différence de celles-ci, les produits du métamorphisme régional du faciès des schistes verts sont inclus dans les ceintures du métamorphisme régional et n'accusent aucun lien direct avec les intrusions de granitoïdes ; les amas de minerai qu'elles renferment se forment au cours de processus géologiques, qui ne sont pas directement liés au métamorphisme d'enfouissement. Les roches du faciès des schistes verts se trouvent, d'un côté, en contact avec un faciès à prehnite-pumpellyite ou à zéolite et, de l'autre côté, avec un faciès à amphibolite. Le métamorphisme régional a lieu pour une fugacité du dioxyde de carbone beaucoup plus basse que dans la propylitisation ; il s'ensuit que dans le métamorphisme il y a stabilité de la prehnite et la pumpellyite, alors que dans la propylitisation des roches celles-ci ne sont pas caractéristiques [Loginov & Rusinov, 1975 ; Rusinov, 1989].

Lors d'une argilisation affectant des régions de volcanisme actif et des zones externes du métasomatisme acide périfilonien, il se forme aussi des roches dont la composition minéralogique est similaire à celle des roches propylitisées. Celles-ci forment une auréole externe autour des argilisites ou bérésites proprement dites, mais n'apparaissent toutefois pas être des produits caractéristiques des processus correspondants. Elles ne sont que le résultat de l'action sur les roches de solutions "épuisées" ayant perdu leur caractère. Il apparaît que les principaux produits caractéristiques de l'activité des hydrothermes volcanogènes sont des faciès de roches argilisées, constitués essentiellement de minéraux argileux, de zéolites, d'opale, de quartz et de minéraux reliques. En ce qui concerne les produits du métasomatisme acide périfilonien, de tels faciès caractéristiques peuvent être représentés par des faciès à quartz-séricite, quartz-kaolinite-alunite, quartz-séricite-carbonates, etc., constituant les zones internes des métasomatites périfiloniennes.

Ainsi, les produits des processus cités ci-dessus, à l'exclusion du premier ("propylites" de Richthofen) s'avèrent être des faciès dans la composition

d'ensembles (formations) de roches argilisées, bérisitisées et autres roches. Les roches propylitisées des champs métallifères sont des formations géologiquement indépendantes. Elles constituent de grands volumes de roches, habituellement comparables aux dimensions d'un champ métallifère ; elles sont rapportées à des intrusions mineures de granitoïdes porphyriques et se forment au cours de la mise en place et après solidification de celles-ci, comprennent des minéralisations en métaux nobles et non-ferreux et précèdent le dépôt des métaux. Un ensemble ou formation de telles roches propylitisées comprend une série de faciès se distinguant en fonction de la composition des roches primaires, de la température, de la fugacité de l'oxygène et de l'activité du potassium, du sodium et du magnésium. Ce complexe de roches propylitisées, constituant une formation indépendante, présente le plus grand intérêt pour l'étude d'un processus métasomatique spécifique, la propylitisation, et l'importance de ses produits, en tant que milieu recelant une minéralisation. C'est pourquoi l'exposé qui suit lui consacre une attention primordiale.

Les roches propylitisées de divers types génétiques sont composées d'albite, de chlorite, de calcite et de quartz. Habituellement, elles contiennent soit de la pyrite, soit de la magnétite. Dans les faciès de température moyenne, il est typique d'avoir, en outre, de l'épidote, de l'actinolite et de la biotite. Dans des conditions de gradient élevé, proches de la surface, il peut, en même temps que l'épidote, se déposer de la prehnite et une zéolite calcique (habituellement la laumontite). On rencontre assez souvent, en quantité modeste, de la séricite ou un mica hydraté, lesquels remplacent les feldspaths et chlorites. Dans les roches faiblement propylitisées, l'olivine et un pyroxène othorhombique sont remplacées par de la serpentine. Dans des gisements épithermaux à or-argent, il y a, parmi les roches intensivement propylitisées, présence de zones d'adularisation, dans lesquelles l'albite est remplacée par un feldspath potassique. D. Giusca [1965] a rapporté les propylites à adulaire à une "phase avancée" de propylitisation. En dehors des minéraux de néoformation, il entre aussi dans la composition des propylites des minéraux reliques issus de la roche magmatique initiale, qui ont été conservés par suite de la lenteur des réactions chimiques.

Contexte géologique. L'analyse du cadre géologique dans lequel se situent les roches propylitisées a fait l'objet d'une vaste littérature [Korzhinsky, 1948, 1963 ; Nakovnik, 1954 ; Zharikov, 1959 ; Vasilevskiy, 1970 ; Rusinov, 1972, 1989]. La complexité relative à la typicité de ce cadre réside dans le fait, signalé ci-dessus, que les roches ayant une composition minéralogique similaire se forment au cours de processus hydrothermaux différents. Ces différents processus, prenant naissance dans des champs métallifères, ont débuté par une étape progressive d'un processus magmatique hydrothermal, c'est-à-dire au moment

d'une progression du front magmatique et des isothermes vers le haut, dans les roches encaissantes ; ils ont alors donné lieu à un ensemble génétique unique, ou formation, de roches propylitisées [Rusinov, 1989], se distinguant des autres roches de composition similaire par les conditions géologiques de formation.

L'élaboration d'une formation de roches propylitisées débute en parallèle avec le remplacement magmatique de la série encaissante, mais une zone de cornéification des roches encaissantes sépare cette formation du contact magmatique. Au cours de l'étape magmatique (progressive), le processus de propylitisation donne naissance à une zonalité verticale, la zone profonde la plus proche des cornéennes étant constituée d'un faciès à biotite-actinolite ou à biotite-épidote, plus rarement à épidote-actinolite, alors que la zone supérieure éloignée du contact donne lieu à un faciès à épidote-chlorite ou à albite-calcite-chlorite. Entre-temps, la zone profonde à haute température s'agrandit au dépens de la zone supérieure. La biotitisation se propage vers le haut au sein du faciès à épidote-chlorite, le long de fissures et sous forme de segments à fort plongement, la chlorite et l'albite de la zone supérieure étant remplacées par de la biotite et de l'actinolite. La fig. 18.1 illustre un exemple des relations qui existent entre les faciès de propylites du gisement aurifère de Mnogoverchinnoe dans le bassin du Bas-Amour.

Les propylites de l'étape progressive sont caractéristiques des gisements porphyriques de cuivre et molybdène, des gisements d'étain et des gisements épithermaux à or et or-argent liés à un magmatisme granitoïdique. La propylitisation se révèle être un processus prémétallifère et occupe de grands volumes de roches grâce à la rencontre d'eaux souterraines réchauffées avec des fluides magmatiques. Après cristallisation de la chambre magmatique et le remplacement dans les champs métallifères du régime progressif par un régime régressif, la circulation des solutions hydrothermales se poursuit, la température de celles-ci s'abaissant avec le temps. C'est pourquoi les isothermes se déplacent vers le bas, les associations de minéraux hydrothermaux de basse température se superposant aux associations de haute température plus précoces. Dès lors, les associations propres aux propylites peuvent se développer dans les skarns et les cornéennes. Cette propylitisation de l'étape régressive, correspondant au stade d'acidité croissante au sens de D.S. Korzhinsky, fait suite à la propylitisation de l'étape progressive, mais peut aussi se faire sans elle. Des exemples de produits résultant d'une propylitisation "exclusivement régressive" sont fournis par les roches propylitisées des gisements pyriteux, les faciès d'altération "modeste" des zones externes d'une zonalité périfilonienne ou les zones profondes d'argilisation hydrothermale des régions géothermiques à volcanisme actif.

Le contexte géotectonique des roches propylitisées est très varié. On connaît des altérations de basalte localisées dans des remontées du plancher océanique, dans lesquelles le plagioclase est remplacé par un feldspath potassique, les pyroxènes par de la chlorite, des smectites et de la calcite, alors que le verre est remplacé par des smectites, de la chlorite et de la calcite. On rencontre même des associations de plus haute température avec épidote, actinolite et albite. Les investigations de ces occurrences effectuées par forages en eau profonde n'ont cependant révélé aucune zonalité caractéristique des propylites, étant donné que la propylitisation des roches du fond océanique s'est produite en présence d'un très faible gradient vertical de température. On suppose que la formation dans le plagioclase d'un feldspath potassique au lieu d'albite peut être liée à l'influence exercée par la composition de l'eau de mer sur la température des réactions de remplacement du plagioclase par l'un ou l'autre feldspath [Rusinov, 1989]. En ce qui concerne la forme de l'occurrence et le contexte géologique, ce genre de métasomatisme représente un processus spécifique d'altération des basaltes du fond océanique dans les zones de rift et ne se rapporte pas à la formation de roches propylitisées correspondant aux éléments définis ci-dessus.

Les séries volcaniques des fosses géosynclinales en voie de formation ont donné lieu à manifestation à large échelle de processus de spilitisation, similaires à la propylitisation au point de vue chimisme, mais se rapportant aux produits du métamorphisme régional en ce qui concerne le contexte géologique et les particularités de faciès. Une situation proche de ces circonstances s'observe dans les fosses volcaniques des arcs insulaires, où des horizons entiers de roches sédimentaires volcanogènes, essentiellement pyroclastiques, sont convertis en "tufs verts". Les tufs verts ont fait l'objet d'une vaste littérature, concernant les arcs insulaires du Pacifique, au premier rang desquels figurent le Japon et les Iles Kouriles. Ces roches se composent d'horizons stratifiés de pyroclastes acides s'étendant sur des dizaines et centaines de kilomètres. Les minéraux magmatiques y sont remplacés par de l'albite, des zéolites, de la chlorite, des minéraux argileux (smectites, interstratifiés, micas hydratés), de la calcite. D'autres minéraux typiques des tufs verts, mais dans une moindre mesure, sont la prehnite et l'épidote. Ces horizons sont percés par des corps subvolcaniques de dacites et rhyolites, accompagnés d'une auréole de propylites à chlorite-calcite ou épidote-chlorite et d'une minéralisation métallifère de type épithermal ou à pyrite et polymétalliques. On suppose que ces tufs verts prennent naissance au cours d'un volcanisme d'arc insulaire à différenciation contrastée, apparu sur la jeune croûte continentale, grâce à l'activation de l'eau de mer qui a imprégné les horizons de pyroclastes lors de l'échauffement régional du territoire. On lie ce réchauffement à la remontée et l'évolution d'un panache mantellique finissant par donner lieu à des intrusions acides subvolcaniques. De sorte que, sur le plan géologique, ces formations ne se rapportent pas à la famille des roches

propylitisées. Elles peuvent plutôt être considérées comme intermédiaires entre des produits d'argilisation contemporaine du volcanisme et ceux qui se rapportent aux faciès à zéolite et prehnite-pumpellyite.du métamorphisme régional

La famille des roches propylitisées proprement dite, telle que définie ci-dessus, est propre à l'étape orogénique de l'évolution de la croûte dans les régions de marges continentales, d'arcs insulaires, des zones d'activation tectono-magmatique intracontinentale. La propylitisation accompagne les stades terminaux d'élaboration des associations volcano-plutoniques, en affectant les intrusions de granitoïdes qui se sont mises en place dans une série volcanique. La propylitisation affecte habituellement toutes les variétés de roches magmatiques d'une région indépendamment des différences d'âge, mais on rencontre parfois des dykes tardifs, en grande partie de composition basique, qui se sont mis en place après propylitisation de la série et n'ont pas été affectés par les altérations. La propylitisation n'est pas liée génétiquement à des massifs intrusifs précis, mais elle est de temps en temps proche de la mise en place d'intrusions de granitoïdes porphyriques. Ceci est attesté par une zonalité thermique avec augmentation de la température à l'approche des contacts et à l'intérieur des intrusifs jusqu'au faciès à épidote-actinolite.

La minéralisation se superpose habituellement aux roches propylitisées sous forme de filons transversaux ou de zones filoniennes, accompagnées d'un métasomatisme périfilonien du type bérésitisation, adularisation ou argilisation. Les types de minéralisation les plus caractéristiques des roches propylitisées sont représentés par une minéralisation à plomb-zinc, à cuivre-zinc, à argent-polymétalliques, à or-argent, à porphyres de cuivre-molybdène, etc. Dans la plupart des cas la minéralisation est notablement plus récente que le processus de propylitisation et s'en distingue par des manifestations de métasomatisme acide, propre à un processus périmétallifère ou périfilonien précédant seulement de peu le dépôt de minerai. Dans d'autres cas, il se présente dans les propylites une minéralisation sous forme de zones de dissémination métasomatique et de filonnets, comme c'est le cas dans la mine de Round Mountain (Nevada). La zonation des propylites et la localisation de la minéralisation au sein de celles-ci est indiquée à la fig. 18.2.

La propylitisation y a affecté des tufs des rhyolites de la série de Round Mountain (26,7 millions d'années). La propyllitisation a été remplacée par un processus plus local d'adularisation, mais au moment de cette transition il y a eu dépôt d'une masse importante minéralisée en or. L'âge de cette minéralisation est de deux millions d'années plus jeune que l'âge des tufs encaissants [Sander &

Einaudi, 1990]. Dans le cas cité, la minéralisation était intimement liée à la propylitisation et proche de celle-ci dans le temps.

Les minéraux des roches propylitisées. *Les chlorites* des roches propylitisées ont une composition en magnésium-fer intermédiaire dans la série daphnite-clinochlore et se distinguent des chlorites métallifères, qui se caractérisent par une ferruginosité élevée (fig. 18.3). Cette différence concerne non seulement la composition, mais aussi la structure : les chlorites des propylites sont formées d'empilements structurels de type IIbβ97 et présentent une symétrie monoclinique, alors que les chlorites métallifères sont formées d'empilements orthogonaux de type Iaβ90, Ibβ90 et souvent il y a, en même temps que celles-ci, présence de berthiérine (phase similaire à la chlorite 7 Å). Les variétés de chlorite qui viennent d'être citées sont identifiées par des analyses par diffraction de rayons X et d'électrons. Les diffractogrammes montrent que les chlorites monocliniques ont un pic perceptible de première réflexion basale autour de 14 Å, ce pic étant réduit pour les orthochlorites et, en général, absent pour les berthiérines. Les rapports d'intensité des pics relatifs aux trois premières réflexions basales de divers groupes de chlorites sont indiqués au diagramme (fig. 18.4). Les diffractogrammes d'électrons montrent que les réflexions relatives aux textures obliques sont de même différentes.

Dans les associations à minéraux ferrifères la teneur des chlorites en magnésium est gouvernée par la fugacité du soufre et de l'oxygène. D'après les résultats de calculs thermodynamiques [Brindzia & Scott, 1987], il peut, dans une paragenèse à hématite, exister de la chlorite dont la teneur du pôle ferrique n'excède pas 20 %, dans une paragenèse à pyrite, 60 % et dans une paragenèse à pyrrhotite, les variations de la teneur en magnésium des chlorites ne sont pas limitées. La composition des chlorites est l'objet de limitations supplémentaires dues à l'intervention dans ces paragenèses d'ilménite ou de magnétite : avec la magnétite (et le rutile), il y a stabilité des chlorites contenant de 20 à 40 % du pôle ferrique et avec l'ilménite, des chlorites plus ferrugineuses allant jusqu'à la daphnite. On peut estimer à peu près les conditions de formation des chlorites sur base du diagramme (fig. 18.5) qui met en évidence les limites approximatives des paramètres de la propylitisation. Il convient de tenir compte du fait que le calcul de la composition des chlorites à l'équilibre s'est effectué sur base de réactions avec intervention d'andalousite. Dans les associations de propylites qu'on rencontre dans la nature, ce minéral fait défaut, mais l'alumine peut être combinée dans l'albite. Cette circonstance entraîne dans le diagramme un déplacement peu sensible des courbes d'égale teneur de la chlorite en magnésium aux dépens d'une variation de l'énergie libre de la réaction, mais les rapports de fugacité ne varient en principe pas. On peut s'attendre à un déplacement plus important des compositions dans le sens d'une augmentation

de la ferruginosité des chlorites pour qu'elles soient en équilibre avec la biotite, mais dans les propylites il s'agit d'un phénomène plutôt rare : le plus souvent ces minéraux se trouvent en situation réactionnelle.

La limite supérieure de température du champ de stabilité des chlorites est estimée d'après les données [Eugster & Wones, 1958] à 525° C pour une pression d'eau de 2 kb en présence d'un tampon magnétite-hématite, à 600° C pour un tampon QFM et à 650° C pour un tampon MW. Les produits de dissociation de la chlorite sont le quartz, la hercynite et la magnétite (ou la fayalite). Ces paramètres ont été confirmés par un travail [Turnock, 1960], dans lequel la synthèse de la chlorite a fait apparaître les phases métastables 7 Å à titre de produits intermédiaires. Le passage de celles-ci à la structure stable 14 Å de la chlorite monoclinique a eu lieu à plus de 450° C pour les chlorites magnésiennes et 525° C pour les chlorites ferrifères. Pour une pression d'eau élevée (égale à P_T) de 3,5 à 10 kb, la chlorite se décomposa en enstatite, forstérite et spinelle à T = 768-830° C [Fawcett & Yoder, 1966]. Du côté des valeurs inférieures de T, la plage de la chlorite a, dans ces expériences, été limitée par l'apparition de smectite dont la quantité a augmenté dans la fourchette allant de 425 à 350° C. En dessous de cette température, la chlorite faisait défaut. Dans des conditions naturelles les limites de stabilité des chlorites sont déplacées vers la plage de basse température à cause du nombre élevé de constituants existant dans les systèmes naturels et de la possibilité de formation de produits de plus basse température que dans les expériences (par exemple, actinolite, biotite et muscovite).

Les limites de stabilité des chlorites en fonction de l'acidité du milieu n'ont pas été étudiées expérimentalement. Les observations géologiques ont établi que, dans le métasomatisme acide, les chlorites ferro-magnésiennes sont remplacées par la séricite avec départ du magnésium plus aisément que les chlorites ferrifères, qui peuvent se conserver dans les roches séricitisées. On peut estimer approximativement la valeur minimum du pH en partant de l'hypothèse que la chlorite est séricitisée à peu près pour la même acidité de la solution que l'albite. Alors, à T = 300° C et [KCl] = 0,1 m [Ivanov, 1973 ; Khemli, 1965 ; Zharikov *et al*., 1976], l'indice d'acidité de la décomposition de la chlorite est égal à pH = 4.

Les épidotes . On observe dans la composition des épidotes que contiennent les propylites de larges variations des rapports entre fer et aluminium allant de la clinozoïsite à la pistacite. La valeur moyenne de la ferruginosité des épidotes provenant des formations hydrothermales de basse température est de 0,2 [Kepezhinskas & Khlestov, 1971], avec un minimum de 0,15 et un maximum de 0,35 dans les propylites. Il n'y a, en général, pas formation d'épidotes manganésifères dans les propylites : la teneur en manganèse n'excède pas 0,02

unité de formule. Les éléments accessoires sont peu importants. Les analyses d'épidotes publiées dans la littérature comprennent souvent une quantité peu importante de magnésium et d'alcalins, qui dans la plupart des cas est due à une contamination de l'échantillon par d'autres minéraux (habituellement par de la chlorite ou de la séricite) ou à une analyse de qualité défectueuse. K.B. Kepezhinskas et V.V. Khlestov [1971] mentionnent la possibilité d'un isomorphisme hétérovalent limité du type 2Ca=Na+TR ou Ca+Al=Fe+Ti, qui, cependant, est pratiquement irréalisable lors de la propylitisation.

D'après les observations géologiques les limites de l'isomorphisme Al=Fe dans les épidotes s'élargissent à plus haute température [Miyashiro & Seki, 1958 ; Kepezhinskas & Khlestov, 1971]. Il est probable que les informations disponibles relatives aux plages de stabilité de l'épidote se rapportent en réalité aux domaines de la synthèse, étant donné qu'elles dépendent grandement des conditions et de la cinétique des réactions. Ainsi, la limite supérieure de la température de stabilité de l'épidote dépend de la composition des matériaux de départ impliqués dans les expériences [Merrin, 1960] : l'épidote est synthétisée à partir d'un mélange stoechiométrique d'une verre SiO_2 + $Ca(OH)_2$ + $Al(OH)_3$ + Fe_2O_3. Dans les expériences recourant à un mélange anorthite + wollastonite + géhlénite + quartz + eau [Myer, 1960] à 2 kb l'équilibre se déplace vers une plus haute température, celle-ci ne diminuant légèrement qu'en présence d'un excès de quartz. K.B. Kepezhinskas et V.V. Khlestov présentent une courbe de décomposition de l'épidote en grenat calcique + anorthite + hématite de pente plus raide que celle qui correspond aux données antérieures.

Un élément plus instructif de la propylitisation est la limite inférieure de stabilité de l'épidote. Suivant les données de [Liou *et al.*, 1983] il lui correspond un équilibre épidote + grenat = prehnite + hématite. Les auteurs de ce travail insèrent entre les plages de ces paragenèses une "zone de transition" comportant une association épidote + grenat + prehnite qui, en réalité, représente un domaine de transition métastable. Ainsi, les résultats de toutes les expériences où intervient l'épidote dépendent de la cinétique des réactions correspondantes, ce qui permet de supposer une grande énergie d'activation de ces dernières.

L'examen des paramètres de stabilité de l'épidote naturelle confirme les données expérimentales relatives à la limite supérieure de stabilité de celle-ci, mais donne une température plus basse pour la limite inférieure. Dans les sondages pratiqués dans les champs géothermiques actuels la température minimale de formation de l'épidote se situe à 146° C pour une profondeur de 2,2 km (Reykjavik) et à 232° C pour une profondeur de 450 m (Hveragerdi) [Sigvaldason, 1963] ; à 200° C pour une profondeur de 600 m (Wairakei) [Steiner, 1965] ; dans d'autres régions à des températures de 180–220° C et au-

delà à des profondeurs supérieures à 500 m. On distingue deux variétés morphologiques d'épidote se formant dans diverses conditions : 1) épidote prismatique dont les agrégats de grains remplacent le plagioclase et d'autres minéraux calciques et forment des filonnets ; 2) épidote aciculaire sous forme de cristaux minuscules, rarement disséminés dans la roche, principalement développés dans les cavités. La première variété est l'épidote métasomatique habituelle, propre aux propylites, se trouvant en équilibre avec la solution. La seconde variété est formée de cristaux maillés métastables, croissant en dehors du domaine de stabilité de l'épidote en cas d'absence de compétition de la part de phases stables dans l'espace libre. L'épidote rencontrée à des profondeurs de 0,5 km et moins se rapporte à la seconde variété.

La littérature décrit des occurrences d'épidote dans des roches magmatiques non ou faiblement altérées, principalement dans des dykes où l'épidote forme des phénocristaux à côté d'un plagioclase calcique qui ne présente pas d'indices de remplacement par de l'épidote [Evans, 1987 ; Dawes & Evans, 1991 ; Zen, E-an & Hammarstrom, 1982]. Cette épidote contient une adjonction importante de terres rares et les grains de celle-ci présentent une zonalité oscillante dans la distribution des terres rares. Elle se forme à 700–800° C, P = 7-12 kb et pour une fugacité relativement élevée de l'oxygène dans la région du tampon biotite + almandin + muscovite + magnétite [Dawes & Evans, 1991] On suppose pour de tels phénocristaux d'épidote une formation magmatique. Toutefois, d'après des données expérimentales, le domaine de stabilité en température de l'épidote est séparé du bain par un domaine anorthite + grenat + hématite (magnétite) et il est possible que l'épidote cristallise directement à partir du bain comme processus en déséquilibre, si l'énergie d'activation de cristallisation de celle-ci est inférieure à celle de la cristallisation d'une paragenèse stable. S'étant formée de cette façon, l'épidote présente des indices de résorption et ne se conserve que dans des conditions de remontée et refroidissement rapides du magma.

Dans les propylites l'épidote est associée à l'albite et la chlorite ; à l'actinolite, la biotite et l'albite ; à la prehnite et l'albite. Dans toutes ces paragenèses il y a, en règle générale, présence de magnétite (soit hématite, soit pyrite) et de quartz. Assez souvent, particulièrement dans les filonnets, l'épidote est associée à la calcite. On a assez rarement des associations d'épidote avec des zéolites calciques (principalement la laumontite), qui sont métastables, étant donné que, entre les domaines de stabilité des zéolites et de l'épidote, s'étend le domaine de stabilité de la prehnite.

L'albite est, à côté de la chlorite, le minéral le plus répandu et le plus caractéristique des roches propylitisées. Le remplacement pseudomorphique par l'albite de phénocristaux magmatiques de plagioclase calcique sert d'indice

pétrographique permettant de rapporter des roches métasomatiques aux roches propylitisées. Parfois, on appelle, d'une façon générale, roches propylitisées des roches périmétallifères blanchies, composées de quartz, séricite, pyrite, dans lesquelles il peut aussi y avoir présence d'un carbonate et de chlorite. En fait, de telles roches sont dues à l'activité de solutions de dioxyde de carbone,, essentiellement plus acides que celles qui entraînent une propylitisation et il est plus exact de rapporter de telles roches aux roches bérésitisées. Dans des conditions de très faible profondeur (quelques centaines de mètres) et à basse température, la réaction d'albitisation des plagioclases progresse paresseusement et ces derniers se décomposent en séricite et carbonate, même en milieu faiblement acide. Cependant, dans ces conditions, il ne se forme pas de séricite, mais un hydromica et d'autres minéraux argileux, symbolisant un passage à des roches argilisées.

L'albite des propylites ne contient pas plus de 2–5 % de molécules d'anorthite (à proximité des contacts d'intrusifs on rencontre l'oligoclase) et ne contient pratiquement pas de potassium (pas plus que quelques dixièmes de pour cent). Dans les propylites de moyenne température à épidote et actinolite, la structure de l'albite présente une distribution ordonnée de Al–Si, caractéristique de l'albite de "basse" température, et un angle positif 2V = 60–70. Ses cristaux forment des macles polysynthétiques suivant la loi de l'albite. Dans les propylites de basse température proches de la surface, l'albite est caractérisée par une distribution désordonnée de Al–Si et un angle négatif important 2V = 70-80, qui sont propres à l'albite de "haute" température, celle-ci étant faiblement ou pas du tout maclée [Rusinov, 1972]. Il y a, dans l'ensemble, corrélation entre le degré de maclage et le degré d'ordre dans la structure du minéral. L'albite désordonnée apparaît comme un produit métastable intermédiaire de l'albitisation du plagioclase qui, avec le temps ou sous influence thermique, passe à une forme ordonnée, stable à basse température.

L'albite est associée à la chlorite, l'épidote, l'actinolite et la calcite. Autour des filons de quartz métallifères, elle subit une séricitisation, mais au stade de "propylitisation avancée" elle est remplacée par de l'adulaire.

L'actinolite est présente dans les roches propylitisées dans les faciès de haute température aux endo- et exocontacts d'intrusions de

granitotoïdes porphyriques. L'actinolite est représentée par un terme intermédiaire de la série trémolite-actinolite présentant une ferruginosité de 20–50 %. Les variations de ferruginosité sont déterminées par la composition des roches initiales et la température (une élévation de la température entraîne une tendance à la formation de variétés moins ferrugineuses). En principe, ce minéral ne contient ni aluminium ni sodium, à l'exclusion d'occurrences de relativement haute température au niveau de la limite de température avec faciès à épidote-amphibole. C'est par de l'actinolite que sont remplacés les pyroxènes et amphiboles magmatiques. On observe parfois un remplacement de la chlorite par l'actinolite, ce qui correspond au type progressif de développement de la propylitisation. En revanche, au stade régressif du processus, l'actinolite est plus souvent remplacée par la chlorite. Dans les roches propylitisées on n'observe pas d'actinolite en équilibre avec la chlorite.

L'actinolite est associée à l'épidote et l'albite, ou à la biotite et l'albite-oligoclase. Dans les deux cas, il y a, en outre, présence de quartz et de magnétite (ou de pyrite). Lors d'une métasomatose périmétallifère, l'actinolite est remplacée par de la séricite, mais habituellement il y a formation de chlorite sous forme d'un produit intermédiaire.

Biotite. Dans les roches propylitisées on trouve habituellement la biotite brun-verdâtre, présentant un pléochroïsme allant du brun-verdâtre foncé suivant n_g au vert clair suivant n_p. Elle est répandue dans les zones profondes de propylitisation proches du contact avec le corps magmatique. La teinte de la biotite s'explique par une faible teneur en titane (0,1–1,5 % TiO_2) et par une teneur élevée en fer ferreux (jusque 19 % FeO). A l'approche du contact magmatique, il y a dans la composition de la biotite augmentation de la teneur en titane (jusque 4 %) et diminution de la teneur en magnésium de 0,5–0,7 à 0,3-0,4 (rapport magnésium sur somme magnésium et fer total). Il y a également changement de la teinte de la biotite qui passe du brun-verdâtre au brun-rouge avec pléochroïsme allant du brun-rouge au brun clair. Les biotites brunes à teneur relativement élevée en titane se forment aussi au cours de la propylitisation de roches terrigènes (schistes à quartz-muscovite-chlorite), même à distance de l'intrusion.

La biotite des propylites est associée au quartz, à l'orthose, la magnétite, l'actinolite, l'épidote. L'épidote est toutefois souvent l'objet d'un remplacement par de la biotite ou par de la biotite avec amphibole. C'est également par de la biotite que sont remplacées les chlorites, la muscovite, par endroits la pyrite. Dans les roches biotitisées, il y a assez fréquemment développement de fines paillettes de biotite sur les phénocristaux de plagioclases albitisés. Dans la plupart des cas, les paillettes de biotite sont disséminées dans la roche, mais elles forment des concentrations et des veinules métasomatiques. Dans la zone du contact magmatique il peut apparaître des roches biminérales à orthose-biotite. On rencontre aussi des veinules de biotite avec tourmaline. Autour des filons de quartz métallifères, la biotite est remplacée par de la séricite.

La biotitisation est accompagnée d'un apport en magnésium, fer et potassium dans la roche, ainsi que d'un départ de calcium. Apparemment, le processus est occasionné par des solutions d'alcalinité élevée par rapport aux conditions de la propylitisation à épidote-chlorite. La paragenèse à tourmaline et la présence dans la composition de la biotite de fluor en quantité de 0,15–0,20 % témoignent de l'activité élevée des volatils (F, B) dans les solutions entraînant la propylitisation.

Associations de minéraux et de faciès, circonstances physico-chimiques de la propylitisation. Les propylites contiennent des minéraux précipités d'une solution et des reliques de minéraux des roches de départ non complètement solubilisés. Ainsi, habituellement les propylites sont composées d'une association minérale en déséquilibre ; c'est pourquoi la composition minérale des propylites peut être représentée sous la forme d'une fraction

minéraux néoformés (n %) / minéraux reliques (r %)

où n et r (%) indiquent la teneur des minéraux néoformés et des minéraux reliques dans la roche. A l'occasion d'une propylitisation de faible intensité, il n'y a pas toujours d'emblée apparition des minéraux

"définitifs" de propylites. Par exemple, dans les zones externes de propylitisation, l'olivine et les pyroxènes sont remplacés par de la serpentine avec quartz, alors que dans cette zone il y a conservation du plagioclase. A mesure de l'accentuation du processus, le plagioclase est remplacé par de l'albite avec calcite, tandis que l'alumine libérée réagit avec la serpentine avec production de chlorite. Les pyroxènes et les plagioclases sont tous deux instables lors de la propylitisation, aussi leur intégrité relative dépend-elle seulement de la cinétique des réactions de remplacement. Cet exemple montre que c'est justement la cinétique chimique qui, dans le cas mentionné, détermine le cours du processus et la propylitisation a lieu dans le domaine cinétique.

Au cours d'un métasomatisme intensif, dans des conditions de température élevée (250–300° C), la propylitisation conduit au remplacement intégral des minéraux magmatiques par des minéraux néoformés en équilibre avec la solution hydrothermale, c'est-à-dire à la formation de paragenèses minérales des propylites. Les paragenèses minérales des roches propylitisées dépendent principalement de la composition des roches de départ, de la température, de l'activité du magnésium et du potassium. Au cours de la métasomatose de roches acides, il se forme un faciès à quartz-orthose-épidote avec une quantité réduite de chlorite de ferruginosité élevée. A la même température, dans des andésites, se forme un faciès à chlorite-albite-épidote. Cette différence est déterminée par la basse teneur en magnésium des roches acides et l'inertie de ce constituant dans le processus de propylitisation. Une autre différence est liée à la formation de feldspath potassique au lieu d'albite. Habituellement, au cours d'un métasomatisme du type considéré, le sodium et le potassium sont mobiles, mais apparemment le potassium se montre inerte dans le cas de roches primitivement enrichies en cet élément. Certaines autres conditions accompagnent l'adularisation dans des roches propylitisées, quand l'adulaire se développe sur l'albite d'une propylite, s'étant formée antérieurement au stade de propylitisation "avancée". Il se peut qu'une adularitisation tardive soit liée à l'alcalinisation d'une solution hydrothermale, résultant d'une ébullition à faible profondeur avec départ de composants acides dans la phase gazeuse.

La figure 18.6 donne les principaux faciès des roches propylitisées en fonction de la température et de l'activité du magnésium. Il s'agit d'un diagramme qualitatif, les limites des plages de faciès correspondant à des équilibres univariants, pour certains desquels on ne dispose pas de données thermodynamiques. Avec l'élévation de la température le faciès à albite-calcite est remplacé par le faciès à épidote-chlorite et ensuite par le faciès à épidote-actinolite. Dans le faciès à épidote-actinolite, la teneur en calcium de l'albite s'élève jusqu'à 5–10 % de molécule anorthite, ce qui correspond à une température d'environ 300° C. Une augmentation ultérieure de la température donne lieu au faciès à albite-actinolite. La croissance de l'activité du magnésium occasionne des réactions de biotitisation et de formation du faciès à albite-actinolite, qui habituellement s'appuie sur les cornéennes de contact du faciès à diopside-orthose-phlogopite ou à diopside-orthose. L'existence du faciès à biotite-actinolite dans la zone d'arrière profonde de propylitisation est liée à la mobilité du magnésium et à l'apport de celui-ci par les solutions magmatogènes. Dans les secteurs de biotitisation intensive ce minéral remplace non seulement la chlorite, mais aussi l'albite ; il se forme des poches et des filonnets de biotite monominérale ou de biotite dans une paragenèse à actinolite et épidote. En principe, la masse principale de la minéralisation métallique s'étend plus haut que la limite du faciès à biotite-actinolite, dans les propylites à épidote-chlorite de plus basse température.

Les agents de la propylitisation sont constitués par des solutions issues de deux ou plusieurs sources. L'intervention de fluides magmatogènes est prouvée par l'activité élevée du magnésium et du potassium au sein de ceux-ci, qui conditionne la tendance magnésienne ou potassique de la propylitisation (respectivement biotitisation ou adularisation). Il ne fait aucun doute qu'à côté des constituants magmatogènes de la solution hydrothermale, il y a présence de constituants des eaux enfouies au sein de la série de roches soumises à propylitisation. Ceci est mis en évidence par les énormes volumes de roches propylitisées de l'ordre de centaines de kilomètres cubes, mais également par les données relatives à l'isotopie de l'oxygène. En témoignent les exemples fournis par le relevé de la distribution des isotopes de

l'oxygène dans les roches de certains districts métallifères. Le gisement d'or-argent de Boheme (Orégon, États-Unis) est englobé au sein de propylites formées au dépens d'andésites et dacites. Dans les volcanites inaltérées, à distance du minerai, la valeur de $\delta^{18}O$ = 6 ‰, mais dans les roches propylitisées à l'approche des zones métallifères, cette valeur diminue (fig. 18.7) de plus de 10, atteignant dans ces zones des valeurs négatives allant jusque $\delta^{18}O$ = –4 ‰. Apparemment, une proportion importante de la solution hydrothermale est constituée d'eaux d'origine météorique. On a obtenu des données similaires dans le cas du gisement d'or-cuivre à sulfures de Kyzylboulakh en Azerbaïdjan [Gavriliouk *et al.*, 1991].

Dans les séries sous-marines propylitisées renfermant des dépôts pyriteux, une partie importante de la solution hydrothermale a été constituée par de l'eau de mer dont la présence est démontrée par le rapport des valeurs de D et O, proche des valeurs qui existe dans l'eau de mer. Il existe des estimations quantitatives de la proportion de constituant magmatogène existant au sein de la solution hydrothermale métallogène, mais, en ce qui concerne les solutions de propylitisation, ces données sont insuffisantes.

Une comparaison des données avancées au sujet des conditions de synthèse et de stabilité des minéraux caractéristiques des propylites avec les données relatives à l'étude des hydrothermes volcaniques actuels et aux calculs thermodynamiques permet d'esquisser l'éventail des conditions dans lesquelles s'effectue la propylitisation. La fourchette générale des températures de propylitisation se situe aux environs de 200–350° C, soit 200–250° C pour le faciès à albite-calcite-chlorite, 250-300° C pour le faciès à épidote-chlorite et plus de 300° C pour les faciès à actinolite-épidote, à actinolite-albite et à biotite-actinolite. La littérature contient peu d'estimations de la composition des solutions de propylitisation. L'investigation des inclusions fluides d'une adulaire issue des propylites renfermant le gisement d'or de Round Mountain (Nevada) et les calculs thermodynamiques [(Sander & Einaudi, 1990] ont mis en évidence une faible salinité des solutions de propylitisation (0–0,2 % éq. NaCl), une valeur du pH proche de la neutralité, faiblement alcaline, pH =7–

7,5 à T = 250° C, une concentration en potassium de l'ordre de 10^{-3} m. Le dépôt d'or que comportent ces roches propylitisées est associé par les auteurs au stade terminal de la propylitisation, stade auquel la propylitisation typique fait place à une adularisation. Habituellement l'adularisation tardive n'est pas tellement occasionnée par la croissance de l'activité du potassium, mais par l'abaissement de la température et par la croissance qui en est la conséquence du rapport activité du potassium/activité du sodium dans la solution. Les roches propylitisées d'une formation d'argilisites synvolcaniques se forment dans un environnement plus acide (pH = 5,5–6,5).

Propylitisation et minéralisation. Les roches propylitisées, formant des faciès marginaux dans des ensembles de roches argilisées synvolcaniques et dans des métasomatites périfiloniennes acides, ne contiennent, en principe, pas de concentrations métalliques. Dans de tels objets le minerai est concentré dans les zones métasomatiques internes d'altération maximale des roches. Les roches propylitisées formant un ensemble indépendant (famille des propylites) renferment en leur sein une minéralisation de divers types : étain, plomb-zinc, argent-polymétalliques, or-cuivre, or-argent, etc. Les corps minéralisés peuvent se présenter sous la forme de filons tranverses, de zones de filonnets, de zones de filonnets et disséminations. Habituellement, on détecte aisément des indices d'une formation de minerai plus tardive que celle des propylites [Vasilevskiy, 1970]. De tels indices sont par exemple fournis par la superposition d'un métasomatime périfilonien acide sur les associations minérales des propylites et le recoupement des limites de faciès des propylites par des corps minéralisés. Le recoupement est particulièrement caractéristique des minerais à plomb-zinc et de la plupart des minerais à or-argent. Il est plus compliqué de déterminer les relations d'âge dans une minéralisation disséminée (filonnets et disséminations), mais, même dans ce cas, elle est habituellement accompagnée d'un métasomatisme périmétallifère local, superposé aux roches propylitisées.

Un cas particulier est représenté par la dissémination d'or ou d'or-argent qu'on rencontre dans les propylites adularisées. A en juger par

les descriptions disponibles des gisements d'or-argent de Transylvanie [Giusca, 1945] et du gisement d'or de Round Mountain au Nevada [Sanders & Einaudi, 1990], l'adularitisation poursuit directement le processus de propylitisation, qui apparaît comme étant son parachèvement. Le dépôt d'or auquel sont associés des minéraux métalliques a lieu en même temps que la formation d'adulaire tardive, le périmètre de teneur en or exploitable occupant la majeure partie du volume de roches propylitisées et ne dépassant pas les limites de celles-ci (fig.18.8). Dans le cas présent, les conditions de formation des minerais coïncident pratiquement, d'après une évaluation des auteurs cités, avec les conditions de la propylitisation. Ceci signifie que les solutions de propylitisation contiennent de l'or en solution et d'autres métaux, mais la précipitation de ceux-ci est le résultat d'une chute de température et de variations d'acidité-alcalinité de la solution.

Pour les gisements d'étain [Razmakhnin & Razmakhnina, 1964] et d'or [Rusinov, 1989], on note une disposition spatiale définie des corps minéralisés dans la zonalité des roches propylitisées. La minéralisation de l'étain est en principe rapportée à un faciès à biotite situé au toit d'un massif de granitoïde, mais la minéralisation en or est concentrée au dessus de la limite entre le faciès à biotite et le faciès à épidote-chlorite qui le recouvre.

L'analyse qui vient d'être évoquée à propos du cadre géologique et des conditions de formation des roches propylitisées permet de conclure que le trait caractéristique d'une formation de propylites réside dans son élaboration au sein de séries volcanogènes comme conséquence d'un processus hydrothermal lié à la mise en place d'intrusions de granitoïdes porphyriques à teneur élevée en métaux alcalins. Dans les propylites en cours de formation apparaît une zonalité métasomatique : la zone d'arrière, qui est en contact avec les cornéennes, se compose d'un faciès à biotite-albite-actinolite et se caractérise par un apport de magnésium ; plus haut se dispose un faciès à épidote-chlorite avec zones linéaires d'épidosites et des portions d'un faciès à épidote-actinolite. Une disposition similaire et une zonalité constituent notamment un trait caractéristique des champs de propylites métallifères.

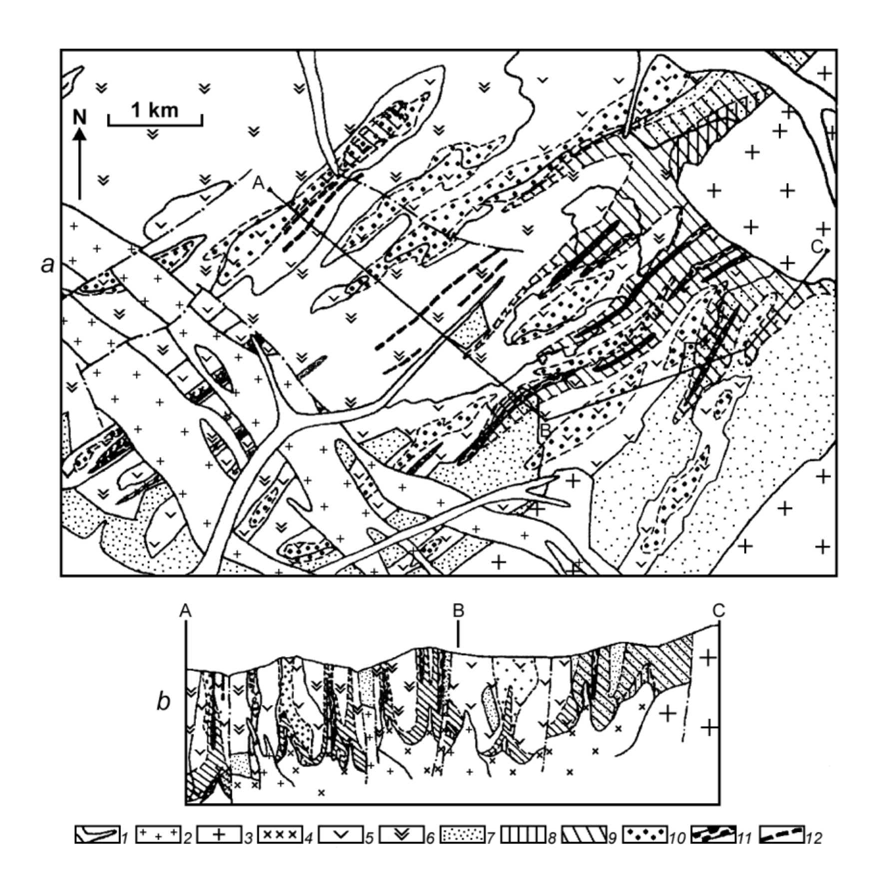


Fig.18.1. Schéma de la répartition des faciès métasomatiques dans le champ métallifère du gisement de Mnogoverchinnoïé (Bas-Amour) [Rusinov, 1989]

a – plan, *b* – coupe suivant A–B–C. *1* – alluvium ; *2* – porphyres granodioritiques, porphyres granitiques et porphyres syénitiques de la phase V de mise en place ; *3* – granodiorites et syénito-diorites de la phase IV de mise en place ; *4* – porphyres granodioritiques alcalins de la phase IV ; *5–6* formation volcanique andésito-dacitique (*5* – faciès subvolcanique et de cratère, *6* – faciès de couverture) ; *7* – aleurolites et grès ; *8* – cornéennes de contact ; *9-10* – faciès des propylites (*9* – à biotite, *10* – à épidote-chlorite) ; *11* – bérésites périfiloniennes avec filons à quartz minéralisés ; *12* – zones d'altérites filoniennes surmontant les corps minéralisés

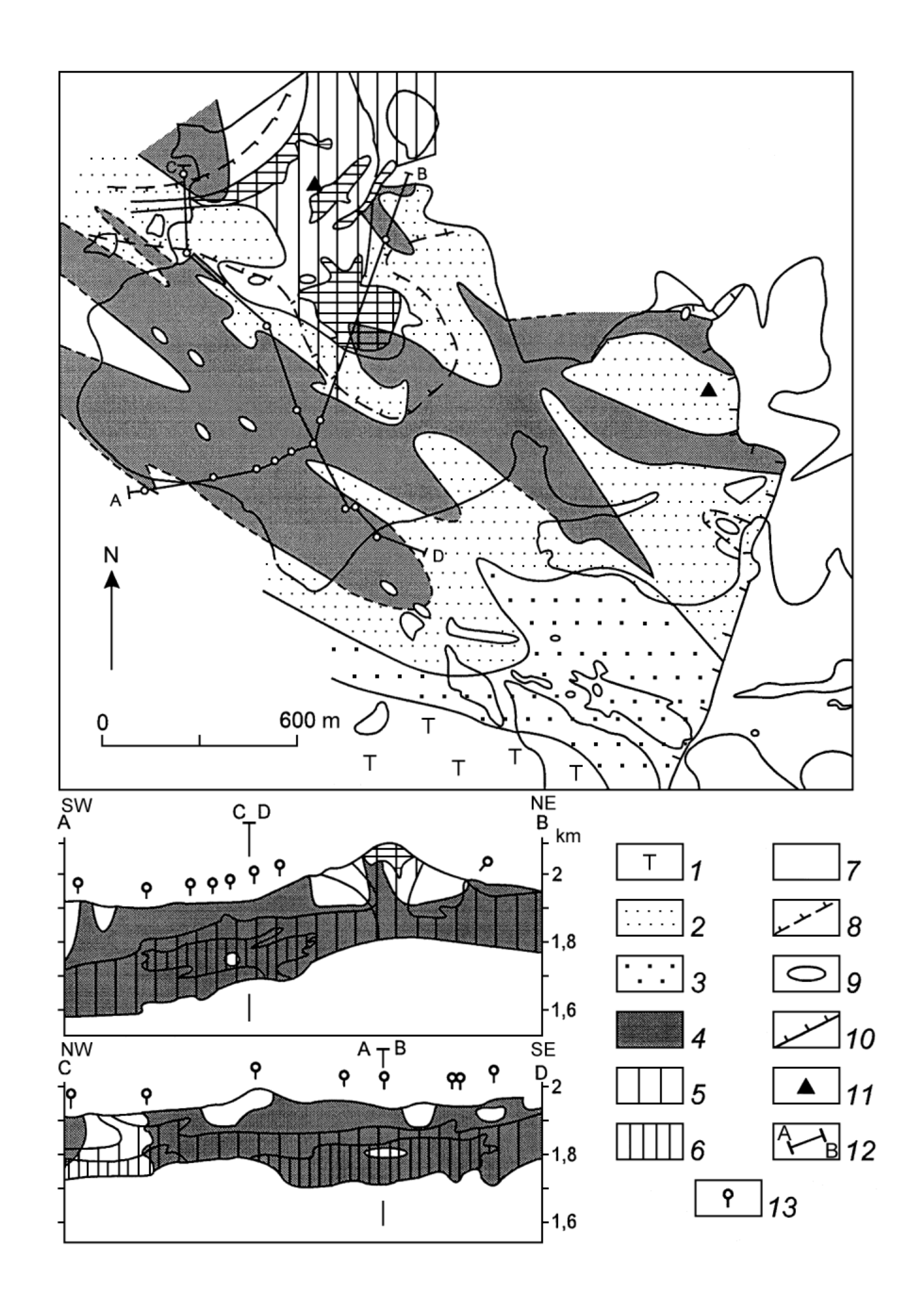


Fig. 18.2. Répartition des faciès métasomatiques du champ métallifère de Round Mountain d'après [Sander & Einaudi, 1990]

1 – tufs de rhyolites inaltérés ; *2–4* – roches propylitisées avec degré variable de remplacement du plagioclase magmatique par de l'adulaire ou de l'albite (*2* – remplacement initial, *3* – degré intermédiaire, *4* – remplacement total) ; *5–6* – roches adularisées avec teneur en adulaire < 100 % (*5*) et = 100 % (*6*) ; *7* – roches à silicification intensive ; *8* – limite de l'argilisation ; *9* – limites des dépôts quaternaires ; *10* – limite inférieure de répartition des tufs de la formation de Round Mountain ; *11* – points de triangulation ; *12* – tracé des coupes et sondages sur le plan ; *13* – endroits des sondages sur les coupes

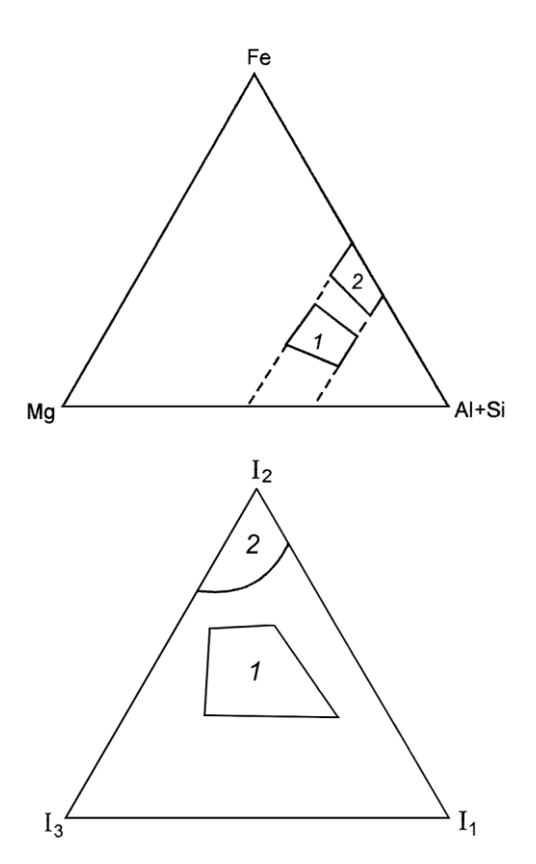


Fig. 18.3. Plages de composition

des chlorites issues des propylites (*1*)

et des métasomatites contemporaines

de la minéralisation (*2*)

Fig. 18.4. Rapports entre les intensités des trois premières réflexions basales des chlorites issues des propylites (*1*) et des métasomatites contemporaines

de la minéralisation (*2*)

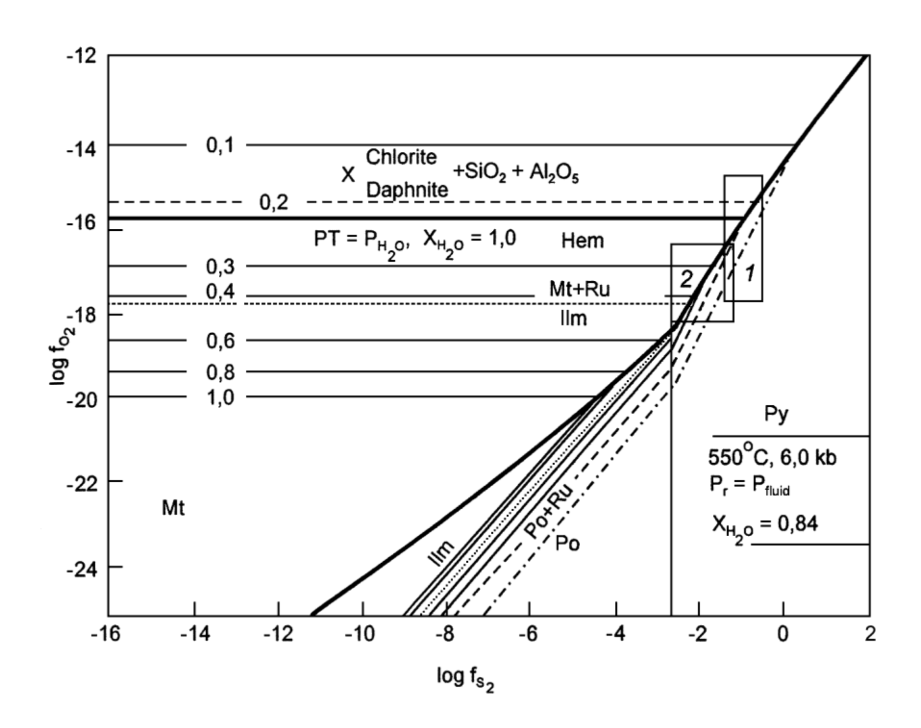


Fig.18.5. Ferruginosité des chlorites en fonction de la fugacité du soufre et de l'oxygène

[Brindzia & Scott, 1987]

Les rectangles désignent les plages relatives aux chlorites issues de propyllites (*1*) et de métasomatites associées à une minéralisation et à des filons métallifères (*2*)

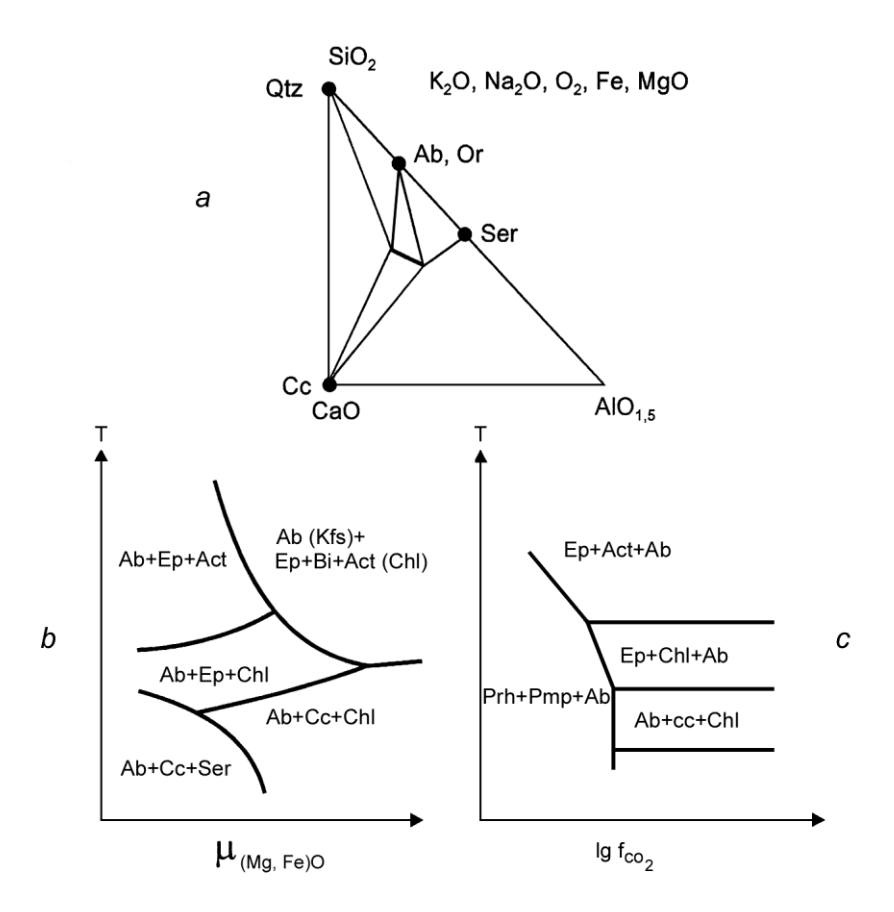


Fig. 18.6. Paragenèses (*a*) et faciès (*b, c*) des propylites se formant en vertu de la mobilité du magnésium et du fer

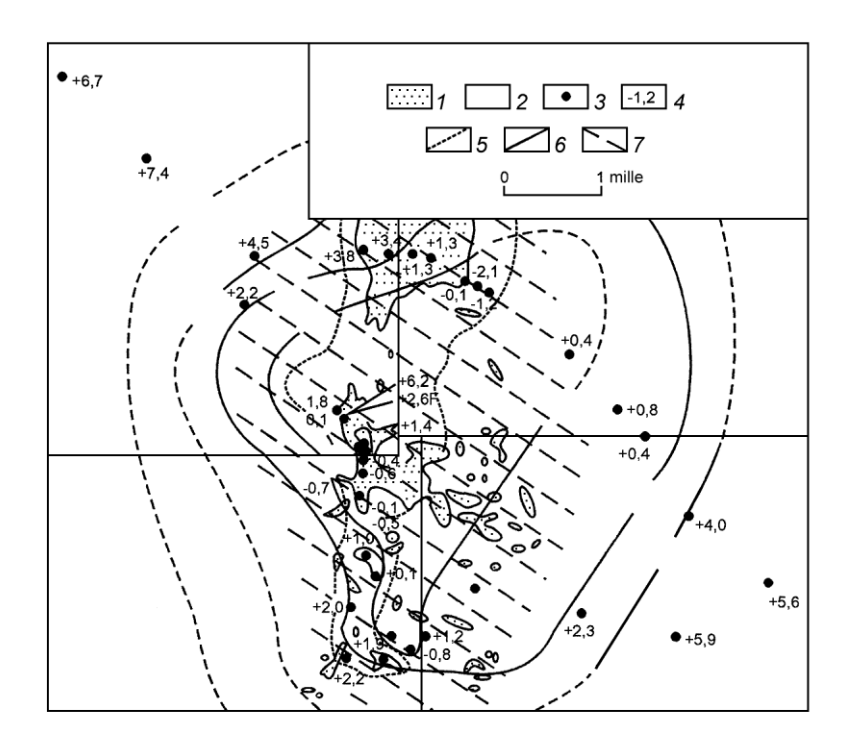


Fig. 18.7. Carte schématique du champ métallifère de Boheme (État de l'Orégon, États-Unis) avec courbes d'égale composition isotopique de l'oxygène des roches volcaniques encaissantes [Taylor, 1977]

1 – diorites intrusives ; *2* – roches volcaniques ; *3* – localisation des prises d'échantillons ; *4* – valeur des $\delta^{18}O$; *5* – limite de l'auréole de métamorphisme de contact ; *6* - courbes d'égal $\delta^{18}O$; *7* – roches propylitisées

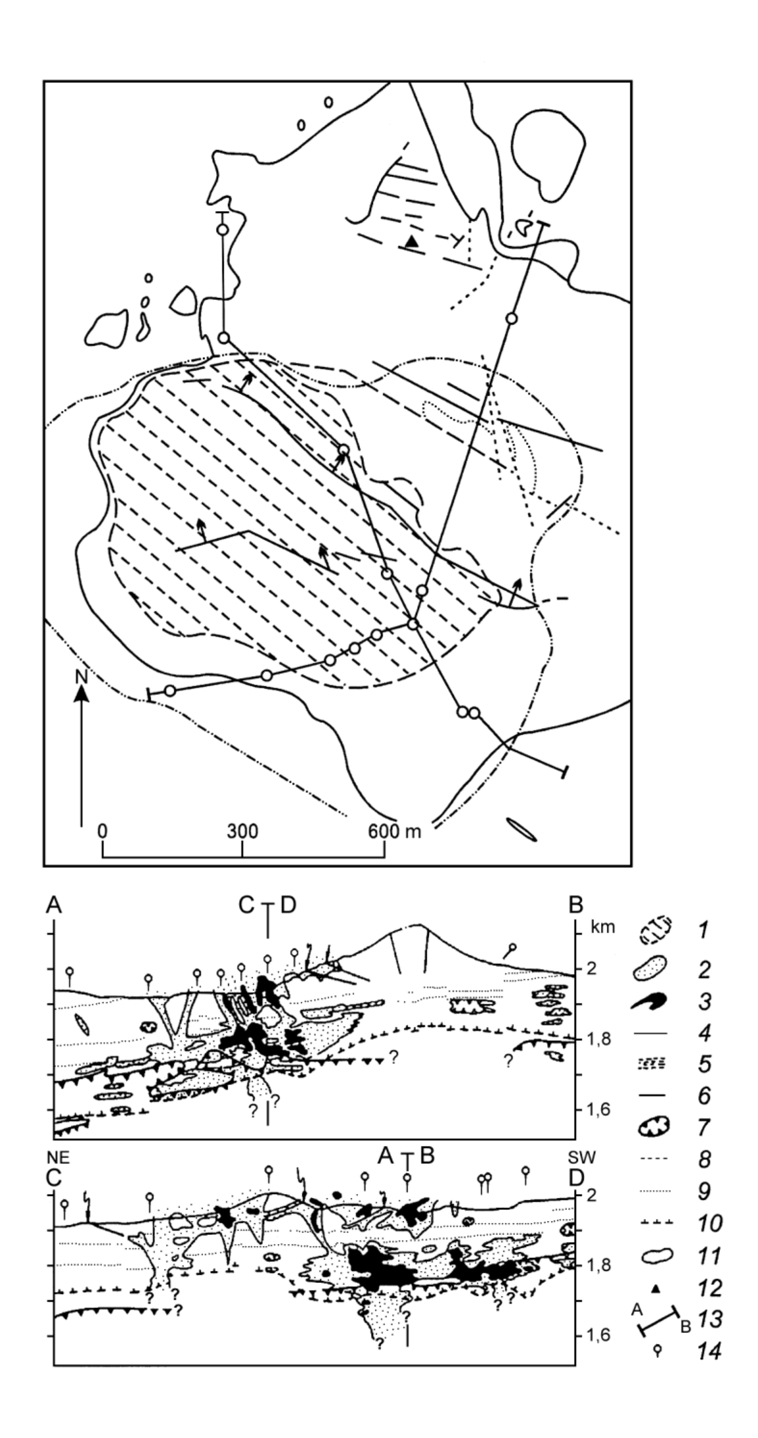


Fig. 18.8. Répartition de l'or dans les roches propylitisées du gisement de Round Mountain [Sander & Einaudi, 1990]

1–3 – auréoles de teneurs différentes en or (*1* – ≥0.,2 g/t ; *2* – 0,38–1,41 g/t ; *3* – ≥1,41 g/t) ; *4* – fissures minéralisées à fort plongement ; *5* – anciens travaux ; *6* – filons à pente douce, exploités antérieurement ; *7* – limites des sulfures et carbonates non oxydés ; *8* – fractures importantes ; *9* – contacts de roches ; *10* – limite inférieure d'extension des tufs de Round Mountain ; *11* – limites de l'alluvium ; *12* – points de triangulation ; *13* – localisation des sondages sur la carte ; *14* – localisation des sondages sur les coupes

Chapitre 19

LES QUARTZITES SECONDAIRES

Définition. Les quartzites secondaires (QS) sont essentiellement des roches quartzeuses (teneur habituelle en quartz 50–100 % en volume), formées par silicification métasomatique de roches primitives de composition variée. Le terme de "quartzites secondaires" a été, pour la première fois, proposé par E.S. Fedorov ; on peut trouver une précision ultérieure de cette notion dans les travaux de M.P. Rusakov, D.S. Korzhinsky et N.I. Nakovnik. Le terme de "quartzites secondaires" est inusité dans la littérature de langue anglaise, où ce n'est pas l'habitude de mettre à part le type spécifique d'altération métasomatique qui y correspond, mais plutôt d'employer des appellations concrètes de roches ayant subi une altération (quartzites à corindon, roches à quartz-andalousite, roches à quartz-alunite). Les limites de définition du terme "quartzite secondaire" sont assez conventionnelles, car le processus de silicification peut être lié à l'action de solutions acides dont la composition, la température et le contexte géologique varient fortement. La silicification est typique des processus d'altération du type greisen, argilisite et quartz-séricite, dans lesquels il n'est pas rare que les noyaux quartzeux représentent les zones d'arrière de colonnes métasomatiques.

Le terme QS a suscité des objections même parmi les géologues du pays. On a proposé de remplacer celui-ci par le terme "quartzites métasomatiques" ou "quartzites hydrothermaux", mais ces expressions ne se sont pas implantées dans la littérature. Contrairement à la désignation des roches et faciès métasomatiques, le terme QS sous-entend, outre une composition minéralogique et des paramètres physico-chimiques, un processus métasomatique se manifestant dans un contexte géologique particulier. Parmi les situations géologiques où l'on rencontre des QS, ce sont les champs de complexes vulcano-plutoniens à acidité moyenne se développant au sein de marges continentales actives et d'arcs insulaires au stade orogénique de leur évolution qui sont le plus typiques. Les processus de silicification présentent un caractère très net de superposition et se rapportent au stade postmagmatique. La majeure partie des occurrences de QS est liée à un magmatisme porphyrique de faciès hypoabyssal

à subvolcanique. D.S. Korzhinsky, à la suite de E.S. Fedorov et M.P. Rusakov, a rapporté aux QS les roches postintrusives, silicifiées par métasomatose, des parties apicales et du toit des massifs de granitoïdes porphyriques. N.I. Nakovnik a élargi cette notion en y introduisant les produits des processus solfatariens qui s'élaborent dans les volcans dans des conditions proches de la surface. Certains chercheurs qui ont étudié des gisements épithermaux considèrent également comme QS les zones se composant de quartz, quartz-alunite et quartz-kaolinite des métasomatites périfiloniennes. De pareilles extensions de ce terme s'expliquent par la similitude de la composition minéralogique des roches considérées, mais conduisent à une amalgamation de formations génétiquement hétérogènes, ce qui est en contradiction avec la démarche basée sur la notion de famille métasomatique. Les altérations solfatariennes, les "chapeaux" de quartz et les zones de silicification des gisements épithermaux constituent des zones ou faciès dans la composition d'un complexe de roches solfatariennes ou périmétallifères argilisées, c'est-à-dire qu'ils n'apparaissent pas être des formations géologiquement indépendantes, mais seulement des faciès de la famille des argilisites.

Les principaux minéraux des QS sont le quartz, la séricite, la pyrophyllite, l'alunite, la kaolinite, la dickite, l'andalousite, le corindon, la fluorite, le rutile, le diaspore, la pyrite, l'hématite. On y rencontre souvent la dumortiérite, la zunyite, la topaze, la lazulite, la tourmaline, la geikielite, la svanbergite.

Les équilibres minéraux fondamentaux des quartzites secondaires peuvent être décrits dans le cadre du système Al_2O_3–SiO_2–H_2O qui a été étudié par V.A. Zharikov *et al*. [1972] et J. Hemley *et al*. [1980]. Présentent, en outre, de l'intérêt les données relatives à l'étude de la solubilité de l'oxyde d'aluminium et des aluminosilicates dans les systèmes Al_2O_3–H_2O et Al_2SiO_5–H_2O [Becker *et al*., 1983 ; Korzhinsky, 1987 ; Ostapenko *et al*., 1987].

Il apparaît que les paragenèses spécifiques des QS sont les paragenèses diaspore + pyrophyllite, corindon + andalousite, zunyite + diaspore, alunite + pyrophyllite. Dans la majeure partie de celles-ci il peut y avoir présence de quartz, bien que d'ordinaire les minéraux qui viennent d’être cités apparaissent dans des roches ayant subi une silicification antérieure et peuvent ne pas se trouver en équilibre avec le quartz. Ceci concerne en particulier le corindon [Korzhinsky, 1963 ; Popov, 1977].

Ainsi, l'analyse du contexte géologique, de la composition minéralogique et de la minéralisation dans les roches ayant subi une silicification intensive permet de distinguer parmi celles-ci certains types génétiques (tableau 19.1),

Tableau 19.1. **Types génétiques des produits de silicification**

Familles de métasomatites	Gisements	Paragenèse du principal faciès d'altération	Type de minerai
Quartzites Secondaires	Riches en alumine Porphyriques	Qtz – Crn Qtz – Ser – Py	Al Cu, Mo, (Au)
Argilisites Avancées	Épithermaux Sulfurés	Qtz – Alun – Kln Hydromicatites	Au, Ag, (Cu) Cu – Zn

au nombre desquels les QS proprement dits au sens où l'entendent E.S. Fedorov et D.S. Korzhinsky, ainsi que les faciès de roches silicifiées dans la famille des argilisites.

Quartzites secondaires liés à une minéralisation à corindon. Un représentant significatif du développement d'une minéralisation riche en alumine dans des roches silicifiées est le gisement de Bolchoï Semiz-Bougou (Kazakhstan central). Dans ce gisement les QS se sont formés en relation avec un magmatisme acide d'âge hercynien. Les roches magmatiques sont représentées par un complexe de rhyolites et leurs tufs, par des dykes subvolcaniques et des amas de porphyres granitiques.

Il y a parmi les roches métasomatiques un très grand développement de diverses roches silicifiées. N.I. Nakovnik [1964] a mis en évidence plusieurs types minéralogiques fondamentaux de QS : type à séricite, à quartz seul, à séricite-andalousite, à alunite, à andalousite (ces types de QS sont cités dans l'ordre décroissant de leur abondance relative). Les QS à corindon ne se particularisent pas à titre de type individuel, étant donné que le corindon est exclusivement localisé dans la partie centrale du gisement où il se présente sous forme d'une dissémination et de menus filonnets au sein d'autres types de QS. Dans le croquis (fig. 19.1) ce sont les QS à séricite les plus développées qui constituent le fond général des altérites. Les monoquartzites forment un puissant corps sous forme d'une veine à fort plongement qui constitue le massif du mont Bolchoï Semiz-Bougou.

Ce corps quartzeux partage le massif des QS en deux parties contrôlant la répartition de ceux-ci dans l'espace : une partie interne à corindon-andalousite et une partie externe à minéralisation d'alunite.

Le trait typique des monoquartzites réside dans la présence au sein de ceux-ci d'une structure résiduelle de porphyres quartzeux et de phénocristaux de quartz primaire inaltéré. Ceci confirme que les monoquartzites ne constituent pas un filon de remplissage, mais qu'ils se sont formés par métasomatose. C'est aussi ce

que démontre le passage graduel des monoquartzites à d'autres types de QS à séricite, andalousite et alunite.

On rencontre parmi les quartzites secondaires des roches riches en alumine, à minéral unique et à deux minéraux. La morphologie de celles-ci est variée : filons, nodules, poches minéralisées et dépôts lenticulaires à fort plongement. Le plus puissant parmi ceux-ci, un dépôt à andalousite-corindon, est un corps de 160–180 m de long, d'une puissance maximum de 40 m, qui a une forme d'entonnoir asymétrique. A en juger par les travaux géologiques, ce dépôt présente un fort plongement grossièrement parallèle au pendage du corps de monoquartzites. Le cœur de ce dépôt est composé d'une roche à corindon, bordée d'un manteau à andalousite-corindon de puissance réduite. La zone extérieure est représentée par des QS à andalousite-séricite et à séricite de composition variable. K.I. Astashenko a établi la zonalité verticale existant dans la structure du cœur de celle-ci. Les corps à corindon de la partie supérieure renferment de l'hématite, du rutile et de la baryte ; en profondeur on a des roches à pyrite-muscovite-corindon qui, plus bas, passent à des roches microgrenues à pyrite-corindon.

Les corps à corindon présentent une texture bréchique taxitique et présentent une porosité importante atteignant 10–12 % [Nakovnik, 1964]. Il y a dans la composition minéralogique prédominance de corindon (72–95 % en volume), d’andalousite (2–5 % vol.), de séricite (7 % vol.) ; il y a présence de rutile, pyrite, diaspore, topaze, baryte. Le corindon se forme plus tard que les minéraux essentiels des QS ; en témoignent les relations du corindon avec la muscovite et l'andalousite au point de vue corrosion, mais aussi la présence de fragments de QS à andalousite et séricite, cimentés par du corindon. Par endroits, du corindon en gros cristaux en association avec du rutile et de la baryte forme de minces veines ramifiées, recoupant la roche à corindon à grain fin et de couleur gris-bleu.

De l'avis de N.I. Nakovnik, de nombreux traits de la structure géologique du massif de quartzites secondaires de Semiz-Bougou, témoignent de ce que les QS sont localisés dans la partie centrale de l'appareil volcanique. Ceci est mis en évidence par des indices typiques des centres volcaniques : abondance de tufs volcaniques, bombes et brèches, fort plongement des éléments structuraux des laves, forme arquée des dépôts de quartzites, probablement développés le long d'un système de fissures de retrait et d'effondrement lors de la formation de caldeiras.

Quartzites secondaires liés à des gisements de type porphyrique. Les processus de silicification affectant les gisements de type porphyrique sont

largement développés et représentent le résultat d'un métasomatisme acide de type quartz-feldspath, quartz-séricite (phyllitisation) et d'argilisation. La minéralisation porphyrique est habituellement sujette aux vicissitudes d'un processus hydrothermal et, dès lors, de certains stades de formation des QS. On peut trouver une description détaillée du développement des processus de silicification pour les gisements d'Island Copper, San Manuel, Butte, Koounrad, Kalmakkyr, Assarel [Popov, 1977]. V.S. Popov [1977] signale que les quartzites secondaires représentent les parties internes ou supérieures de corps porphyriques liés à des produits "d'argilisation avancée" et à des phyllites. Le caractère complexe des interrelations au sein des complexes de quartzites secondaires a également été mentionné par V.L. Rusinov [1989] qui a considéré les quartzites secondaires se présentant dans des conditions de gisements porphyriques soit comme zone intermédiaire entre les métasomatites à quartz-feldspath et celles à quartz-séricite, soit comme parties internes d'auréoles d'argilite. Ainsi, les processus de silicification et de développement d'une minéralisation riche en alumine (andalousite, corindon) accusent un certain retard dans le temps par rapport à l'apparition d'un métasomatisme potassique (Qtz-Or, Qtz-Bi). Un exemple de développement de quartzites secondaires en rapport avec une minéralisation de type porphyrique est fourni par le gisement de cuivre de Koounrad au Kazakhstan [Gazizova, 1957 ; Nakovnik, 1968 ; Yudin, 1969] et par celui de porphyre à molybdène de Climax aux États-Unis [White *et al*., 1984].

Le gisement de Koounrad est mis spatialement en connexion avec la mise en place d'un amas de porphyres granitiques au sein d'un empilement de roches effusives acides. Les phénomènes de métasomatose et la minéralisation sont clairement régis par le corps de porphyres granitiques. Il s'est établi une zonalité verticale dans la distribution des roches métasomatiques. La zone interne (la plus profonde, d'une puissance d'environ 100 m) est représentée par des propylites ou des propylites potassiques [Popov, 1977] dans lesquelles les roches intrusives de départ sont remplacées par une association Bi+Chl+Ep+Ab+Py(±Or). Plus haut dans la coupe a lieu un passage à des roches fortement silicifiées. La transition des propylites aux quartzites secondaires se fait sur une distance d'à peu près 10 m. On a ici un développement des associations à kaolinite et séricite, proches en composition d'argilisites.

Des roches fortement silicifiées constituent la partie essentielle des métasomatites présentes dans ces gisements. D'après une évaluation de N.I. Nakovnik [1968] elles se développent sur non moins 400-500 m. Parmi celles-ci, ce sont les roches à quartz-séricite qui sont le plus répandues. Le type à andalousite-séricite est exclusivement développé dans les laves acides, à proximité du contact avec la masse de roches intrusives, formant dans l'espace

une structure rappelant une auréole de contact. Dans la zone des quartzites à andalousite-séricite on note le développement d'une minéralisation riche en alumine : pyrophyllite, corindon, alunite. Les roches à quartz-séricite se composent de quartz (30–60 % vol.), de séricite (40–50 % vol.), de pyrite et de rutile. Les QS développés dans les roches intrusives se caractérisent par l'abondance de minces veinules de quartz recoupant la roche qui est le siège de la transformation.

Contrairement aux variétés apointrusives, dans les QS apovolcaniques, en règle générale, de telles veinules ne s'observent pas et les roches silicifiées conservent même des indices de la fluidité des laves primitives. Le passage des roches à quartz-séricite aux roches à andalousite-séricite est graduel avec rapports quantitatifs variables des minéraux. La teneur en andalousite varie de 5 à 80 % en volume. Les rapports mutuels entre séricite et andalousite sont en conflit : on observe aussi bien des indices de croissance commune qu'un certain degré de corrosion. Il y a en association étroite avec l'andalousite développement d'alunite, dickite, pyrophyllite, diaspore et corindon. A en juger par leurs rapports mutuels, ces minéraux, à l'exclusion du corindon, se sont formés aux étapes finales de formation des QS lors de la chute de température. Le corindon s'est également formé après cristallisation de l'andalousite et s'observe sous l'aspect de cristaux idiomorphes développés dans les porphyroblastes d'andalousite. A en juger d'après l'absence des associations corindon+alunite, corindon+pyrophyllite, etc., le corindon s'est formé au cours d'une étape indépendante. Ceci est clairement mis en évidence par le contrôle spatial net de la répartition du faciès à andalousite-corindon des QS qui est concentré exclusivement dans la partie interne des roches à andalousite. Un tableau similaire du développement du processus de silicification et de minéralisation riche en alumine s'observe dans le gisement porphyrique de cuivre d'El Salvador [Gustafson & Hunt, 1975]. Ici, le développement des métasomatites à quartz-séricite (phyllites) a été précédé par la formation de métasomatites potassiques (à orthose-biotite). Dans la partie interne de l'auréole de phyllites il y a eu développement de métasomatites à quartz-abdalousite où l'on note, sous forme de spécimens isolés, du corindon qui s'est substitué à l'andalousite. Ultérieurement, l'abaissement de la température a donné lieu à la formation dans les roches argilitisées de pyrophyllite et d'alunite. Dans le gisement d'El Salvador le métasomatisme de type phyllite est lié à la formation d'une minéralisation à pyrite-bornite.

La minéralisation métallifère du gisement de Koounrad est étroitement liée à des processus de silicification. La minéralisation filonienne et la minéralisation disséminée (chalcopyrite, pyrite, galène) sont toutes deux développées dans des roches à quartz-séricite. En même temps, on note, dans la majeure partie des

gisements porphyriques de cuivre, une atténuation du degré de minéralisation dans les zones où le lessivage acide a été le plus intense [Popov, 1977].

Quartzites secondaires liés aux minerais sulfurés. C'est E.S. Fedorov et V.V. Nikitin qui, pour la première fois, ont, dans des gisements de pyrite de l'Oural, mis en évidence que des quartzites secondaires constituent un type d'altération individuel. V.P. Loginov [1951] a, par la suite, décrit en détail des quartzites secondaires du gisement de pyrite de Kabansk (nord de l'Oural). Des types de zonalité similaires ont été décrits dans le gisement de Chizeuil (France) [Lemière *et al.*, 1986], où des quartzites secondaires renferment des dépôts de sulfures composés de pyrite et de sulfures de cuivre avec or accessoire.

Les corps de sulfures compris dans les quartzites secondaires du gisement de Chizeuil ont une forme de lentilles dans lesquelles s'ébauche une tendance à la formation de dépôts massifs, de stockwerks. Ils sont entourés de roches claires à quartz-andalousite recoupées par de nombreux filons de pyrite. Les roches primitives sont représentées par des dacites subvolcaniques. La texture des quartzites métasomatiques est changeante : massive avec dissémination de pyrite et muscovite ; rubanée (y alternent des zones enrichies soit en quartz, soit en andalousite) ; fissurée, avec joints parallèles à l'extension des corps de sulfures ; bréchique, renfermant des fragments de minerai massif, à leur tour cimentés par un ciment sulfuré. La composition minéralogique et la zonalité des altérites métasomatiques sont représentées au tableau 19.2. Les altérations métasomatiques autour des corps de sulfures du gisement de Kabansk sont, en gros, similaires à celles de Chizeuil, mais elles s'en distinguent par le développement de corindon dans les roches à quartz-andalousite et par la présence de minéraux fluorés (topaze et fluorite) dans les parties frontales des auréoles entourant les cheminées à sulfures [Loginov, 1951].

Des roches silicifiées ont été décrites dans les auréoles métasomatiques des corps de sulfures des gisements de pyrite du type chypriote [Richards *et al.*, 1989] dans le secteur des gisements de pyrite de la Sredna Gora de Bulgarie et de Yougoslavie (Tchelopetch, Elchitsa, Krassen, Bor, Maïdanpek) [Radonova & Velinov, 1974].

Roches silicifiées des gisements épithermaux. Le large développement des processus de silicification est typique du type sulfaté acide (ou, suivant une autre terminologie, du type de haute sulfurisation) des gisements épithermaux [Heald *et al.*, 1987] ; ce développement est, en outre, lié au développement d'une argilisation en leur sein. La silicification précède, en règle générale, la formation des corps de minerai. De telles corrélations ont été établies, par exemple, dans les gisements épithermaux de la province de San Juan Mountain (Colorado,

Etats-Unis). On connaît ici quelques puissants gisements de métaux nobles, comme ceux de Red Mountain Pass et de Summitville. Les

Tableau 19.2. **Composition minéralogique et zonalité des altérations métasomatiques relatives aux corps de quartzites secondaires de Chizeuil (Morvan, France) [Lemière *et al*., 1986]**

Sulfures Massifs	Quartzites secondaires		Dacites adularisées	Dacites Primitives
	Zone 1	Zone 2		
Quartz **Andalousite** **Kaolinite** **Pyrite** Chalcopyrite Énargite	**Quartz** **Andalousite** **Kaolinite** Muscovite Pyrophyllite Diaspore Corindon Rutile Pyrite	**Quartz** **Feldspath** **Muscovite** Rutile Pyrite	**Quartz** **Albite** **Adulaire** **Muscovite** **Chlorite** Biotite Rutile Sphène Pyrite	**Quartz** **Oligoclase** **Albite** **Chlorite** Sphène

roches silicifiées de ce type sont attribuées par les géologues américains à des produits "d'argilisation avancée".

Le gisement de Summitville a été étudié très en détail [Stoffregen, 1987]. Les roches intrusives de ce district sont représentées par des latites quartziques (fig. 19.2). Elles percent des empilements d'andésites et de rhyodacites, formant dans l'ensemble un complexe de laves à caldeira. Les roches éruptives les plus jeunes de ce district sont représentées par les corps subvolcaniques de rhyolites de Grospy Mountain. Ce gisement est en rapport avec une zone de fractures recoupant un complexe de formations à caldeiras et se focalise au contact des laves avec le massif des latites quartziques. La structure du gisement est représentée par de nombreuses zones minéralisées étendues de direction nord et nord-ouest. La disposition de celles-ci est contrôlée par la disposition des contacts entre les phases intrusives à latites quartziques et entre les latites quartziques et les rhyolites.

Les altérites périmétallifères hydrothermales présentent une zonalité nettement exprimée. Les parties internes sont représentées par du quartz quasi pur (quartz "caverneux") et entourées de zones composées de quartz-alunite, illite et montmorillonite (fig. 19.3 *a*).

La zone à quartz "caverneux" a subi un lessivage de tous les minéraux constitutifs de la roche ; cette zone est composée de quartz, de sulfures, d'anatase de seconde génération et de zircon. Les roches silicifiées forment des corps irréguliers en forme de cheminées d'une puissance allant de quelques

centimètres à 70 m, qu'on peut suivre jusqu'à une profondeur de 100–200 mètres (fig. 19.3 *b*). La morphologie des ségrégations de quartz est variée : la matrice est composée d'un agrégat à grains très fins (de 10 à 100 micromètres). Elle renferme des reliques de gros phénocristaux de quartz magmatique, s'étant conservées lors du métasomatisme, et du quartz drusiforme se formant dans les cavités caverneuses. Dans les interstices du quartz à grain fin il y a formation de pyrite et d'anatase. Dans le quartz caverneux il y a ségrégation de parcelles de texture massive dépourvues de vides caverneux. Ces parcelles se répartissent au hasard dans l'étendue de la zone.

La zone à quartz-alunite est tantôt la plus interne, tantôt elle borde un noyau quartzeux. La composition minéralogique de cette zone est la suivante : quartz, alunite, grains isolés de svanbergite. Le quartz et l'alunite forment une masse à grains très fins (dimensions des ségrégations 100–250 micromètres). L'alunite contient 10–25 % de Na dans la molécule. Parmi les minéraux métalliques, on a généralement de la pyrite enchevêtrée avec l'alunite. On note des quantités peu importantes de covelline et de soufre natif. Dans la partie externe de la zone à quartz-alunite s'est développée une association à quartz-alunite-kaolinite d'une puissance allant de quelques centimètres à 1 mètre. Cette paragenèse forme transition à la zone d'altérites à illite.

Les zones internes sont en contact brutal avec les zones plus externes à illite et montmorillonite-chlorite des altérites hydrothermales. La composition minéralogique de la zone à illite est la suivante : quartz, illite, en quantité accessoire montmorillonite et kaolinite. Parmi les minéraux métalliques la pyrite est disséminée dans la biotite et on rencontre comme minéraux secondaires la chalcopyrite, la galène, la blende et la covelline. En direction des roches encaissantes la zone d'altérites à illite passe graduellement à une zone à montmorillonite-chlorite, composée de smectite (plus souvent que montmorillonite), de pyrite, de chlorite à Mn, de carbonate. Cette zone relaye les latites quartziques faiblement altérées. Les latites fraîches sont représentées par des roches porphyriques à phénocristaux de feldspath potassique, plagioclase, biotite et quartz, la matrice étant représentée par les mêmes minéraux en association avec de la magnétite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la magnétite, le zircon.

La zone des quartz caverneux et la zone des altérites à quartz-alunite peuvent se suivre jusqu'à une profondeur de 400 m depuis la surface au jour (voir fig. 19.3 *b*). Il a été établi qu'en profondeur la puissance des altérites diminue sensiblement et à une profondeur supérieure à 150–200 m la puissance des corps quartzeux excède rarement 2 mètres. La partie externe de ces corps s'amenuisant en biseau comporte une éponte de faible épaisseur, composée de quartz-

kaolinite, mais on note sporadiquement de l'alunite. Les relations mutuelles de texture entre kaolinite et alunite permettent de supposer qu'une partie de la kaolinite s'avère être un produit d'altération de l'alunite.

La minéralisation en sulfures et en or de ce gisement est principalement concentrée dans les corps à quartz caverneux. On distingue deux principaux types de minéralisation sulfurée. A des profondeurs supérieures à 200 m s'est développée une association chalcopyrite+tennantite en association avec de la pyrite et de la blende qu'on y rencontre rarement. Plus haut dominent la covelline et la luzonite, mais la pyrite, chalcopyrite, blende et tennantite sont rares. L'or est minéralisé sous forme d'inclusions d'or natif au sein des sulfures (le plus souvent dans les pyrites). Une minéralisation en argent est représentée dans ce gisement par de l'électrum et par des traces dans de la covelline et de la stromeyerite.

R. Stoffregen [1987] a montré que les processus de silicification précédaient le dépôt des sulfures et de l'or. La minéralisation sulfurée se forme dans les cavités des corps quartzeux ou bien cimente du quartz bréchique. A des profondeurs supérieures à 200 m il est habituel de trouver en enchevêtrements avec des sulfures de la kaolinite qui se forme à l'altération de l'alunite. L'analyse physico-chimique des paragenèses effectuée par R. Stoffregen a montré que le dépôt des minéraux métalliques a eu lieu dans un milieu plus réducteur et basique par rapport aux conditions d'un lessivage acide.

Roches silicifiées solfatariennes. Les solfatares s'avèrent être la manifestation d'une activité hydrothermale des volcans avec une part importante de soufre combiné (H_2S et SO_2) dans la phase fluide. La condensation d'un mélange de vapeurs (gaz) dans des conduits solfatariens conduit à la formation de solutions acides et ultraacides. L'interaction de ces solutions agressives avec les roches encaissantes conduit à la formation de métasomatites dans lesquelles une place essentielle est occupée par des minéraux siliceux (opale, cristobalite, quartz), alunite, soufre natif, kaolinite. V.S. Znamenskiy [1990] a rapporté divers types de zonalité métasomatique rencontrés dans les champs de solfatares des volcans des Kouriles à des fumerolles actives et à des paléofumerolles. K.K. Zelenov [1972] a donné une description détaillée du contexte géologique des fumerolles actives dans les régions de volcanisme contemporain. Nous décrirons, à titre d'exemple, le développement de solfatares du volcan Ebeko (Iles Kouriles).

On constate sur les pentes de ce volcan (fig. 19.4) l'émergence d'eaux thermales se caractérisant par une composition ultraacide et des températures allant de 40 à

90° C. Ces sources thermales surgissent à la surface par de nombreuses crevasses affectant des roches décolorées, des opalites. A l'endroit des points d'émergence, mis en évidence par les crevasses, se dépose du soufre colloïdal. Les eaux ont une composition ultraacide d'un pH allant de 1,12 à 1,8. Parmi les anions, il y a prédominance de l'ion sulfate et de l'ion chlore (SO_4/Cl = 12), les cations étant représentés par des composants basiques, constituants des roches : aluminium, fer, alcalins. K.K. Zelenov [1972] a montré que la proportion de la composante cationique des eaux thermales et celle des constituants correspondants des andésites inaltérées est identique, ce qui témoigne de l'extraction de ces cations des roches encaissantes, celles-ci se transformant, en fin de compte, en formations monosiliceuses. Dans le croquis, les altérites constituent une couverture imperméable d'une aire totale de plus de 15 km^2 pour une puissance apparente de 200–250 m (voir fig. 19.4). La composition minéralogique des altérites est uniforme : il s'agit d'opale ; on note beaucoup plus rarement du quartz cryptocristallin ; il se présente au sein de ces roches des traces uniformes de rutile, formant de menus cristallites. Dans 80 % des échantillons étudiés, on a constaté la présence d'alunite (0-10 % vol., parfois jusqu'à 50 % vol.). Dans les opalites l'alunite remplit des cavités et crevasses ; elle forme des amas monominéraux sous forme de veinules ; on constate à la partie inférieure des roches silicifiées et à leur périphérie la présence de baryte, de zéolites et de pyrite. Les analyses chimiques des opalites montrent que lors de l'altération hydrothermale des roches primitives il y a eu lessivage complet de Fe, Ca et Mg. Al est soit emporté entièrement, soit partiellement combiné à l'ion sulfate en alunite. Malheureusement, la zonalité métasomatique verticale et horizontale affectant cette manifestation des processus de silicification n'a pas été étudiée. On peut combler cette lacune par recours à un exemple similaire sur le plan génétique se rapportant au développement des "géothermes" acides de Steamboat Springs.

Les eaux géothermales de Steamboat Springs (États-Unis, Nevada) [White *et al.*, 1964 ; Shoen *et al.*, 1973] ont donné lieu à interaction avec des andésites et des granodiorites au cours d'une période datant de 1 million d'années à 100 000 ans. A des profondeurs de 50 à 120 m et une température atteignant 170° C s'est formée dans les roches primitives, par interaction avec des eaux proches de la neutralité (pH = 6,1), une association d'illite, quartz, chlorite, adulaire, albite. Dans des conditions proches de la surface les eaux géothermales ascendantes ont acquis un caractère ultraacide et les roches primitives se transformèrent en formations monosiliceuses. En surface les roches silicifiées ont été mises à nu sous forme d'un corps imperméable. Un sondage a permis d'étudier en profondeur et en détail la zonalité minérale des altérites solfatariennes (fig. 19.5). La partie supérieure de la coupe est représentée par des roches opalisées avec traces de tridymite, alunite, kaolinite, montmorillonite, anatase. L'altération

des roches est imputée à un réseau de fissures en communication les unes avec les autres, remplies d'un mélange d'opale et d'alunite, les franges de ces roches ayant été l'objet d'une "décoloration". Le processus le plus précoce est représenté par le développement de montmorillonite remplaçant les minéraux de la matrice et le verre volcanique. Dans les roches plus altérées apparaît de la kaolinite remplaçant la kaolinite et le plagioclase des roches primitives. C'est au même stade d'altération qu'a lieu le remplacement de l'ilménite (minéral de la matrice) par de l'anatase. Dans les roches ayant subi le remaniement le plus important, c'est-à-dire dans les opalites, la kaolinite et l'anatase font place à de l'opale. En profondeur, la zone à opalites a une puissance d'environ 30 m. Schoen et coauteurs [Schoen *et al.*, 1974] ont établi que la limite inférieure du développement de l'opale coïncide avec le niveau de la nappe phréatique. Plus bas, il y a développement de roches dans lesquelles c'est l'alunite qui devient le minéral prédominant de l'altération métasomatique ; elle passe ensuite vers le bas à des zones où se développent la kaolinite et la montmorillonite. La pyrite se concentre généralement dans les cavités et fissures des altérites existant à la partie inférieure du corps d'opalites et dans les roches kaolinitisées et alunitisées. A la partie supérieure des opalites, au lieu de pyrite, se forme de l'hématite et des oxydes de fer hydratés, ce qui est lié au passage du régime hypogène au régime hypergène, c'est-à-dire à des conditions plus oxydantes.

Dans l'ensemble, ainsi que le note V.S. Znamenskiy [1990], on observe dans la modification de la composition minérale des corps solfatariens selon l'horizontale et la verticale une tendance nettement marquée du passage d'associations fortement acides à des associations quasi neutres. Le caractère de la zonalité minérale est sous bien des rapports déterminé par la structure du réseau de fissures : la présence de zones parfaitement perméables en forme de cheminée met le changement des associations suivant l'horizontale clairement en évidence (solfatares des volcans Baranskii et Tchirip, Iles Kouriles) [Znamenskiy, 1989]. L'analyse des conditions paléohydrologiques du gisement néogène de soufre de Maletoïvaïamskoe (Kamtchatka) a permis à V.M. Erkin [1969] d'établir que ce gisement de quartzites secondaires sulfureux est contrôlé par d'importantes structures à caractère fissural, ayant assuré le drainage d'eaux superficielles convenablement aérées au moment du dépôt. Ceci se manifeste, par exemple, par le caractère particulier de la zonalité des quartzites secondaires qui se traduit par des auréoles symétriques autour des monoquartzites ayant remplacé les couches pyroclastiques perméables. On note la modification classique des faciès sulfurés des altérites hydrothermales progressant depuis le centre vers le toit et le mur du dépôt. Au centre de ce gîte on observe des roches siliceuses compactes qui vers le mur passent à des quartzites sulfurés, mais ces derniers passent par l'intermédiaire de roches à quartz-kaolinite à des brèches tufacées montmorillonitisées et pyritisées. Au toit la zonalité présente un autre

aspect : les monoquartzites compacts passent à des quartzites sulfurés à alunite qui plus haut font place à des roches à quartz-kaolinite, ces dernières passant graduellement par l'intermédiaire de variétés à montmorillonite-kaolinite à des effusions montmorillonitisées mises à nu en surface. De par la présence dans les roches d'un réseau de fines fissures, le développement des solfatares est caractérisé par une zonalité verticale nettement perceptible et on observe en verticale un passage d'associations acides (parties superficielles et proches de la surface des solfatares) à des associations neutres (en profondeur) (Steamboat Springs).

Dans les régions où règnent des systèmes géothermiques contemporains, des *cinérites siliceuses* constituent des produits spécifiques de silicification superficielle des roches. Les cinérites siliceuses sont largement répandues dans les régions géothermiques (Steamboat Springs, Yellowstone, Waïrakei, Beowawe, Paoujetka, etc.). L'étude des gisements épithermaux montre que leur formation a, en général, été accompagnée d'un dépôt de silice sur la paléosurface sous forme de banquettes qui s'avèrent être parfaitement assimilables aux cinérites se formant à l'heure actuelle [Cunneen & Silitoe, 1989]. A la différence des milieux solfatariens, la formation de minéraux siliceux dans les cinérites n'est pas accompagnée d'un lessivage des roches, mais du SiO_2 se dépose à partir des solutions sursaturées émergeant à la surface. C'est pourquoi les corps de cinérites ont une genèse sédimentaire hydrothermale.

Paramètres P-T de formation des quartzites secondaires. Des expériences portant sur le système Al_2O_3-SiO_2-H_2O permettent d'estimer avec une assez bonne certitude les températures de formation des QS. Les faciès de température des quartzites secondaires sont, selon I.P. Ivanov [1973], représentés à la figure 19.6, où les courbes univariantes des réactions de déshydratation déterminent la plage de température à l'intérieure de laquelle les minéraux typiques des quartzites secondaires sont stables : gibbsite, kaolinite, pyrophyllite, diaspore, andalousite. Le minéral de plus haute température des QS est le corindon. Il a été montré expérimentalement et sur base de calculs thermodynamiques [Zharikov, 1969, 1972 ; Hemley, 1980] que l'association corindon-quartz est instable (fig. 19.7). Il résulte de la position des courbes univariantes (voir fig. 19.6) que la pression a une influence réduite sur les équilibres déterminant la stabilité des minéraux des QS. Le large développement de l'andalousite et l'absence de cyanite dans les QS témoigne incontestablement de la profondeur réduite de formation des métasomatites (faciès de profondeur hypoabyssal et subvolcanique). Ceci confirme donc que la proximité du contact constitue un trait nettement marqué du développement d'auréoles de silicification secondaire avec limites tranchées des plages de métasomatisme acide de haute température superposé aux roches encaissantes. Pour une estimation plus précise des

pressions lors de la formation de QS, il convient de recourir à des données indirectes. P. Heald et coauteurs [Heald *et al*., 1987] ont donné des estimations sommaires relatives à la profondeur de formation des roches métasomatiques des gisements épithermaux en liaison avec des manifestations de lessivage acide. La majeure partie des estimations répond à l'intervalle 100–150 m, ce qui, de l'avis des auteurs, est déterminé par la plage de pression où a lieu l'ébullition du fluide H_2O–NaCl. R. Stoffregen [1987] a estimé la pression régnant dans les sites hydrothermaux du gisement de Summitville à 30 bars à une température d'environ 250° C, d'après les résultats de l'homogénéisation des inclusions présentes dans le quartz.

Mobilité de l'alumine dans la formation des quartzites secondaires. La majeure partie des travaux expérimentaux portant sur la synthèse hydrothermale des minéraux indiquent une solubilité réduite de l'alumine dans des solutions aqueuses proches de la neutralité.

Le corindon se dissout dans l'eau pure suivant la réaction :

$0,5\ Al_2O_3 + (1,5+n)\ H_2O = Al(OH)_3 - n\ H_2O$ [Anderson *et al*., 1987]

L'augmentation de la pression accroît la solubilité du corindon en solution aqueuse au delà du point critique [Becker *et al*., 1983]. Cette croissance est d'environ 7,24 ppm Al_2O_3 par kb dans la plage 2,5–20 kb et pour des températures supérieures à 670-700° C. K. Ragnarsdottir et J. Walker [1985] mirent en évidence un maximum de solubilité du corindon à 500° C et un minimum à 600° C dans une plage de pression de 1 à 3 kb. L'augmentation de l'acidité des solutions conduit à une augmentation sensible de la solubilité de l'alumine. M.A. Korzhinsky [1987] a expliqué l'augmentation de solubilité de Al dans des solutions chlorhydriques en équilibre avec le corindon par l'existence de réactions de dissolution du corindon additionnelles :

$$0,5\ Al_2O_3 + HCl + 0,5\ H_2O = Al(OH)_2Cl$$

et (ou)

$$0,5\ Al_2O_3 + 2\ HCl = Al(OH)Cl_2 + 0,5\ H_2O.$$

L'augmentation de solubilité de l'aluminium a également été établie expérimentalement dans des solutions aqueuses de HF [Haselton *et al*., 1988]. La figure 19.8 représente un diagramme combiné : solubilité de l'alumine dans des solutions en équilibre avec différentes associations en fonction du pH,

établie d'après des données des auteurs. Ces valeurs ont été obtenues soit expérimentalement, soit par calcul, pour des températures de 250–450° C. On a tracé deux plages de composition : 1 – pour des solutions où l'acidité est donnée par HCl et SO_4 et 2 – pour des solutions avec HF. Il est caractéristique qu'en milieu chloruro-sulfaté la solubilité de Al augmente brusquement de 6 ordres de grandeur avec l'augmentation d'acidité. Les valeurs maximum parmi celles qui sont représentées au diagramme ont été obtenues pour des solutions se trouvant en équilibre avec Al_2SiO_5 (andalousite-cyanite) [Ostapenko *et al.*, 1987]. Au contraire de l'alumine, la solubilité de la silice augmente peu avec l'augmentation de l'acidité des solutions. Ce fait a été noté tant dans les travaux expérimentaux [Haselton *et al.*, 1988 ; Holland & Malinin, 1982] que dans les calculs de la solubilité de la silice en solution chlorhydrique [Ivanov, 1993]. On peut constater sur la figure 19.9 ces comportements conformes aux principes : alors que la solubilité de l'alumine croît de 6 ordres de grandeur, en allant d'une solution proche de la neutralité à une solution ultraacide, la solubilité de la silice, quant à elle, augmente à peine de 0,2 ordre de grandeur.

Évolution des sytèmes métasomatiques conduisant à la formation de QS. La formation de quartzites secondaires représente un degré extrême de lessivage des métaux hors des roches par intervention de solutions acides et ultraacides. La source essentielle des constituants acides que contiennent les solutions conduisant au métasomatisme est le bain magmatique en cours de refroidissement dont se dégage un fluide composé principalement de $H_2O+CO_2+HCl+SO_2+H_2S+HF$. Il résulte de la ségrégation antérieure que les processus de lessivage sont liés à l'activité élevée et au haut degré de dissociation des acides forts (HCl, H_2SO_4, HF) existant au sein des solutions aqueuses. Les acides faibles (H_2S, H_2CO_3) sont aisément tamponnés par les minéraux des roches avoisinantes et n'arrivent pas à créer un milieu suffisamment acide indispensable à la formation de QS. Il s'ensuit que, parmi les solutions donnant lieu à silicification (c'est-à-dire à des QS et produits "d'argilisation avancée"), se distinguent deux groupes : les groupes chlorurés auxquels sont liés les QS proprement dits et les groupes sulfurés acides engendrant une argilisation.

Dans le processus de refroidissement d'un magma et de ségrégation d'un fluide de celui-ci, il y a nouvelle répartition du HCl dans ce dernier. L'état actuel de la question relative à l'apport de HCl lors de la cristallisation du magma a été examiné en détail dans un travail de Malinin & Kravchuk [1995]. On peut considérer comme établi qu'à des pressions inférieures à 1 kb la concentration en chlorures de la phase fluide augmente au cours du temps jusqu'à cristallisation complète du magma. La situation opposée s'observe à des pressions supérieures à 1 kb. Plus la teneur initiale en eau est élevée dans le bain, plus le rythme de la

diminution de la teneur en chlore du fluide qui s'en sépare est rapide. Si l'on admet que les concentrations en chlore des bains de fusion acides atteignent 3000 g/t et que le coefficient de répartition $K_{Cl}=X_{fl}/X_{bain}=30$, les concentrations en chlore de la solution fluide magmatique en cours de refroidissement peuvent atteindre des valeurs de 0,09 g/l (ou 2,5 mole).

Les combinaisons oxygénées du soufre jouent également un rôle important dans la formation des QS. Dans l'exemple du Kazakhstan central S.N. Gavrikova [1971] a été une des premières à attirer l'attention sur le fait que les variations de température et le rapport H_2O/H_2SO_4 des solutions déterminent les paragenèses des QS et le caractère de la charge métallique. La formation d'acide sulfurique peut avoir lieu de plusieurs façons [Rye *et al.*, 1992] : 1) par oxydation de sulfures en conditions hypergènes ; 2) par oxydation due à l'oxygène atmosphérique présent dans les nappes phréatiques du H_2S provenant des systèmes hydrothermaux profonds en ébullition ; 3) par suite du disproportionnement du SO_2 magmatique par rapport à H_2S et H_2SO_4 lors de la condensation du fluide magmatique aux profondeurs intermédiaires des systèmes hydrothermaux. Le premier des mécanismes présentés ci-dessus s'avère être déterminant dans la formation des zones d'oxydation hypergène (par exemple, dans l'argilisation solfatarienne) ; le deuxième type se réalise dans les gisements épithermaux du type adulaire-séricite ("low sulfidation") [Hedenquist, 1992]. Le troisième mécanisme pour lequel un des facteurs essentiels est l'augmentation d'activité de l'oxygène dans les magmas-sources, entraîne l'apparition du type sulfaté acide ("high sulfidation") des gisements épithermaux et porphyriques. Le rapport SO_2/H_2S au sein du fluide magmatique s'avère être une fonction f_{O_2} déterminée par les réactions :

$$H_2 + 1/2\ S_2 = H_2S \text{ et } O_2 + 1/2\ S_2 = SO_2.$$

Cette interdépendance est représentée à la figure 19.10 illustrant la modification de volatilité du SO_2 et du H_2S dans le fluide en tant que fonction f_{O_2} pour le fluide magmatique se trouvant en équilibre avec l'association magnétite-pyrrhotine (solution solide) (P = 0,5 kb, T = 727° C).

La condensation du fluide magmatique lors de l'abaissement de la température entraîne la disparition du SO_2. H. Holland [1965] et, par la suite, J. Whitney [1988] considérèrent des réactions alternatives déterminant le mode de transformation du soufre magmatique (en prédominance SO_2) :

$$4\ SO_2 + 4\ H_2O = 3\ H_2SO_4 + H_2S$$

et

$$SO_2 + 6\ H_2 = H_2S + 2\ H_2O.$$

De sorte que c'est le rapport H_2O/H_2 existant au sein du fluide magmatique qui déterminera la contribution correspondante des réactions 1 et 2 à la transformation du SO_2 lors du refroidissement. Partant de ce fait, J. Whitney [1988] montra que, sous bien des rapports, le type sulfaté de métasomatisme est déterminé par des conditions d'oxydo-réduction au sein des magmas-sources. Notamment, l'évolution du fluide de magmas oxydés par suite d'un disproportionnement de SO_2 conduit à un métasomatisme avec activité élevée du soufre sulfatique.

Un mécanisme additionnel favorisant l'apparition de solutions hydrothermales à concentration élevée en H_2SO_4, HSO_4^-, SO_4^{2-} est l'ébullition dans des réservoirs hydrothermaux. Le rapport m^v/m (m^v, m est la molarité du volatil respectivement dans la phase vapeur et dans la phase liquide) pour H_2S est 2 à 5 fois supérieur à celui du SO_2 à une température de 350–200° C [Drummond & Ohmoto, 1985]. C'est pourquoi l'ébullition des solutions doit conduire à un enrichissement de la phase liquide en SO_2 et à un appauvrissement des composants les plus volatils, H_2, H_2S (fig. 19.11).

Études isotopiques. Il existe relativement peu d'études isotopiques ayant directement trait aux métasomatites formant des corps de quartzites secondaires. Le travail le plus intéressant au point de vue éléments factuels et méthode de recherche est celui de R. Rye et coauteurs [Rye *et al*., 1992] dans lequel la genèse des solutions a été établie en recourant à la composition isotopique de l'alunite. L'information qu'on peut tirer d'une telle démarche est conditionnée par le fait que ce minéral comprend quatre sites permettant de déterminer les variations d'isotopes stables : H/D, $\delta^{18}O$ (site OH), $\delta^{18}O$ (site SO_4), $^{34}S/^{32}S$. Le résultat d'une telle étude a montré que dans le gisement de Summitville les processus de silicification sont liés à un disproportionnement du SO_2 magmatique et à la formation de solutions ultraacides. En revanche, l'altération affectant le pourtour des corps métasomatiques composés de quartz-kaolinite sont liés à un mélange de solutions d'origine magmatogène et météorique.

Les recherches sur la composition isotopique de l'alunite dans les systèmes hydrothermaux actuels de Steamboat Springs et de Wayotapu ont montré que les processus de lessivage ultraacide sont liés à l'oxydation de H_2S par les eaux météoriques au niveau de la nappe phréatique.

L'isotopie de l'oxygène a été étudiée dans les manifestations solfatariennes de la province de San Juan [Larson & Taylor, 1987], une d'entre elles étant le gisement épithermal de Summitville dont les caractéristiques ont été données ci-

dessus. Il a été établi que les variations de composition isotopique de l'oxygène des métasomatites (à quartz prédominant) sont en nette corrélation avec la profondeur, ce qui, de l'avis des auteurs, confirme que la composition isotopique de l'oxygène est essentiellement contrôlée par les processus d'ébullition des fluides hydrothermaux (fig. 19.12). Les résultats de l'analyse comparative des isotopes de l'oxygène dans les manifestations solfatariennes de cette province présentent un grand intérêt. Parmi les occurences étudiées, les valeurs maximales de $\delta^{18}O$ du quartz métasomatique s'observent dans celles qui accompagnent une minéralisation. D'ailleurs, les valeurs maximales de $\delta^{18}O$ s'observent au gisement de Summitville, l'objet de la province le plus riche en minerai, ce qui dans les sites métallifères peut être lié à l'augmentation de la part de fluide magmatique dans la source des solutions hydrothermales [Larson & Taylor, 1987]. De sorte que les résultats indépendants tirés des recherches isotopiques sur l'alunite et le quartz, effectuées sur base de différentes méthodologies, conduisent à une déduction concluante sur le concours des fluides magmatiques dans la formation de zones métasomatiques à QS.

Des recherches isotopiques détaillées ont été effectuées [Klein & Criss, 1988] sur des systèmes paléohydrothermaux d'âge précambrien-paléozoïque ancien de la ceinture de Carolina Slate (États-Unis) [Schmidt, 1985]. L'intérêt de cet exemple est que dans la coupe dégagée par l'érosion les métasomatites ont été basculées latéralement après achèvement de la formation de ce système hydrothermal. Une carte géologique schématique de l'une des zones de Pilot Mountain est reproduite à la figure 19.13. Ce secteur est principalement composé de vulcanites moyennement acides, recoupées par des stocks de porphyres dacitiques et de monzonites quartziques. Les zones d'altération métasomatique sont focalisées au voisinage des stocks de porphyres dacitiques. L'altération est nettement zonaire. L'altération consiste essentiellement en une séricitisation et une pyritisation de faible intensité. Une métasomatose intensive a affecté un périmètre d'environ 4 x 2 km ; elle consiste en une intense silicification des roches, ainsi qu'un développement de corps lenticulaires composés de quartz-pyrophyllite, quartz-andalousite-pyrophyllite et de corps massifs à pyrophyllite. On observe un développement général de veines tranversales composées de quartz-pyrophyllite (± séricite, ± kaolinite). La partie centrale du corps métasomatique est caractérisée par un intense broyage des roches silicifiées et le développement d'une association à quartz-topaze. Des anomalies géochimiques de Cu, Mo, Sn, Au, B sont liées spatialement au développement des métasomatites. Les auteurs du travail précité ont étudié en détail les variations du rapport $^{16}O/^{18}O$ dans les minéraux de ces métasomatites. Les températures de l'équilibre isotopique quartz–H_2O obtenues par calcul caractérisent la plage 300±50° C ; en même temps, l'équilibre isotopique entre la pyrophyllite et le quartz est transgressé (les auteurs lient ce fait à l'histoire

métamorphique ultérieure de la région). Les marqueurs isotopiques oxygène-hydrogène calculés pour le fluide s'alignent sur la courbe de la composition isotopique des eaux météoriques. Un détail intéressant du développement des quartzites secondaires a trait à la répartition des valeurs de $\delta^{18}O$ dans l'espace. En ce qui concerne les valeurs de fond, la plage de développement de la silicification se distingue relativement nettement par les valeurs élevées de $\delta^{18}O$ (5–6 ‰), alors que le stock des porphyres dacitiques se caractérise par des valeurs minimales de $\delta^{18}O$ (<2 ‰). Ainsi, dans une partie réduite de l'extension des métasomatites, il y a des zones qui sont associées à des valeurs élevées de niveau maximum et à des valeurs basses de niveau minimum de $\delta^{18}O$.

La majeure partie des données relatives aux isotopes du soufre caractérise des sytèmes hydrothermaux de porphyres à cuivre-molybdène qui ont été étudiés en détail dans une série de travaux connus. La principale particularité de la composition isotopique du soufre des sulfures et sulfates est la plage étroite de ^{34}S, respectivement de -3 à +1 et de +8 à +15 ‰. Ce sont à peu près les valeurs qui caractérisent la composition isotopique du soufre dans les gisements épithermaux [Heald *et al*., 1987], ce qui peut indiquer que le soufre est principalement d'origine magmatique.

Ainsi, la formation de quartzites secondaires est liée à l'action de solutions ultraacides de genèse polygène. Il y a dans les zones arrière du train de transformations où l'acidité des solutions est maximale, dissolution complète de tous les minéraux à l'exception du quartz. En raison de leur interaction avec les roches les solutions subissent une baisse d'acidité, ce dont témoigne le remplacement des zones monoquartziques par une association à quartz-argile ou quartz-séricite. C'est pourquoi il doit y avoir une brusque diminution de la concentration d'équilibre de l'alumine dans les solutions et une précipitation intensive de minéraux riches en alumine, tels que l'andalousite, le corindon, etc. Cette modification de la solubilité de l'alumine tranche sur le comportement de la silice pour laquelle on n'observe pas de saut de solubilité similaire. Par conséquent, la percolation de solutions ultraacides à travers les roches et leur interaction doivent conduire à la formation de corps monoquartzeux au cœur de ces roches (où a lieu la dissolution de tous les minéraux qui les constituent) et d'un halo riche en alumine autour de ceux-ci.

Une zonalité similaire et une succession de formations minérales avec modification de solubilité des métaux et précipitation de ceux-ci traduisent le passage d'un front d'onde de constituants acides, mis en évidence et étudié par D.S. Korzhinsky [1955]. Suivant le modèle établi par celui-ci, les constituants dotés d'un caractère acidophile différent se comportent d'une façon différente lors du métasomatisme acide. Les amphotères (alumine) se dissolvent, mais ne

subissent pas de migration sensible dans l'espace. Dès après le passage de l'onde acide, ils précipitent sur place dans les pores et fissures existant dans le quartz. Les alcalins et alcalino-terreux sont quant à eux emportés par la solution et peuvent soit précipiter au delà des limites des roches silicifiées, soit se disperser dans les eaux souterraines. Ce sont l'ébullition et le disproportionnement (excès) du fluide magmatique qui ont l'impact le plus appréciable sur les processus de formation des solutions ultraacides. C'est précisément au cours de ce processus qu'on atteint les concentrations les plus fortes en acide sulfurique, ce qui confère à de telles solutions un pouvoir de dissolution considérable. Les parties périphériques (tant en horizontale qu'en verticale) sont représentées par des métasomatites argileuses (argilitisation avancée) formées par mélange des fluides magmatogènes ultraacides et d'eaux météoriques.

Minéralisation métallifère au sein de quartzites secondaires. Les quartzites secondaires à corindon, riches en alumine, sont exploités à titre de matière première comme source d'aluminium, mais principalement pour l'obtention de corindon technique (abrasif). On connaît des roches du type des quartzites secondaires dans les gisements porphyriques de molybdène situés aux zones de contact de puissant massifs de granites porphyriques. Dans le gisement de Climax la molybdénite forme un réseau de filons et une dissémination dans les quartzites ; elle est associée à de la séricite et, dans les horizons plus profonds, à de l'orthose. La silicification liée à des magmas plus basiques de granodiorites porphyriques se montre plus faible et le type principal d'altération des roches apparaît être la séricitisation. Dans les roches séricitisées il y a mise en place d'un stockwerk de filonnets de chalcopyrite et de molybdénite associées à du quartz et de la séricite. Ce sont d'autres relations spatiales qu'on observe entre roches silicifiées et minerais sulfurés. Les zones de silicification et de roches à quartz-séricite sont situées en dessous d'un dépôt massif de sulfures dans la région du conduit ayant véhiculé les solutions métallifères. Généralement, ces zones sont composées de quartz+pyrite ou de quartz+séricite+pyrite, mais on a décrit des cas relativement rares de quartzites à corindon, andalousite et diaspore occupant un site similaire.

La situation relative aux roches silicifiées des gisements épithermaux à argent-or présente plus de complexité. Ici, elles s'avèrent généralement constituer un faciès de roches hydrothermales argilisées qui renferment aussi du minerai. Les variétés silicifiées (monoquartzites, roches à quartz-kaolinite et à quartz-alunite) se composent souvent de lentilles à léger plongement ou bien de corps stratiformes qui, dans le type de gisements à séricite-adulaire, servent d'écran aux solutions métallifères. Dans les gisements du type sulfaté acide, les roches silicifiées avec diaspore, andalousite et, parfois, alunite se rencontrent

directement dans les filons métallifères et les zones métasomatiques à fort plongement.

Dans les régions volcaniques on trouve couramment des opalites et des quartzites proches de la surface, renfermant, à l'état de ressource minérale, du soufre natif qui forme des filonnets, des lentilles et des disséminations dans le quartz ou l'opale. On y observe une zonalité verticale qui, à mesure de la modification du bas vers le haut des opalites à soufre, se termine par des sulfures de fer massifs (gisement de Matsuo au Japon, dépôt sur le volcan Mendeleev dans l'île de Kounachir). Des quartzites à soufre renferment de l'orpiment et constituent des corps en forme de cheminées, observés dans l'île de Paramouchir à une profondeur atteignant 300 m.

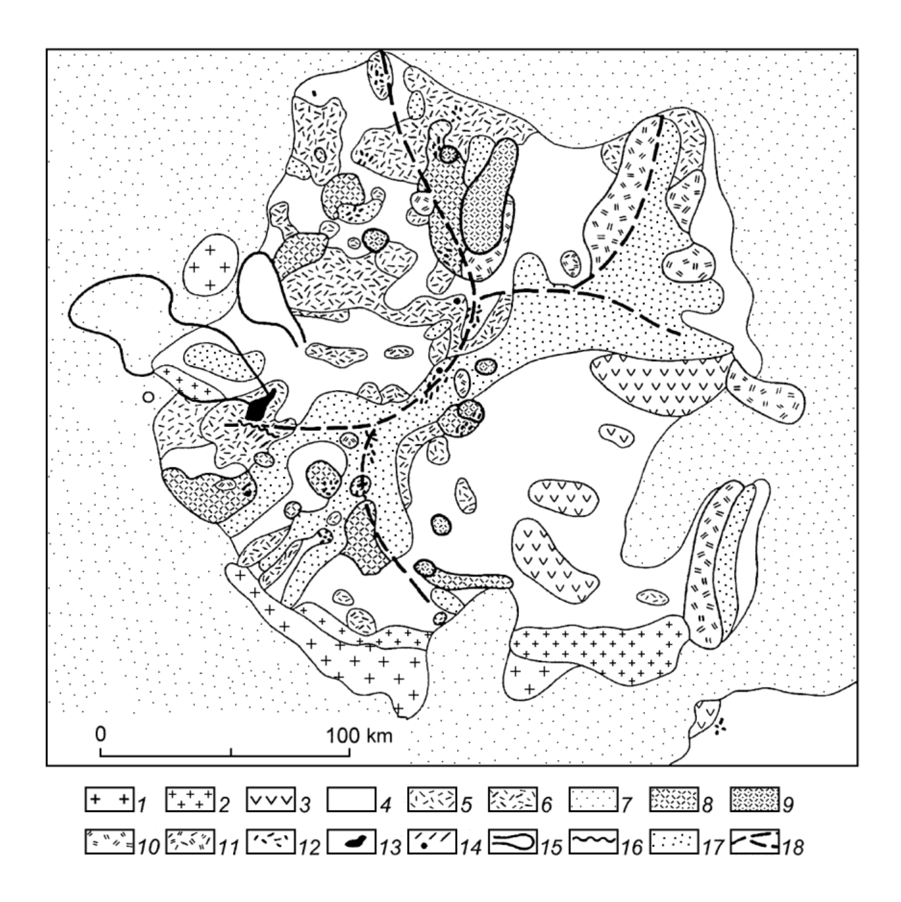


Figure 19.1. Croquis géologique du gisement à alunite-andalousite-corindon de Semiz-Bougou [Nakovnik, 1964]

1 – granites ; *2* – porphyres granitiques ; *3* – effusions acides ; *4* – QS à séricite ; *5* – roches à quartz-séricite ; *6* – roches à quartz-séricite-andalousite ; *7* – monoquartzites ; *8, 9* – QS à andalousite ; *10* – QS à alunite ; *11* – QS à alunite-andalousite ; *12* – plages de développement des filonnets et phénocristaux de corindon ; *13* – corps principal à corindon ; *14* - corps mineurs à corindon ; *15* – corindon alluvial ; *16* - dykes de diabases ; *17* - alluvions ; *18* – axes des lignes de crête

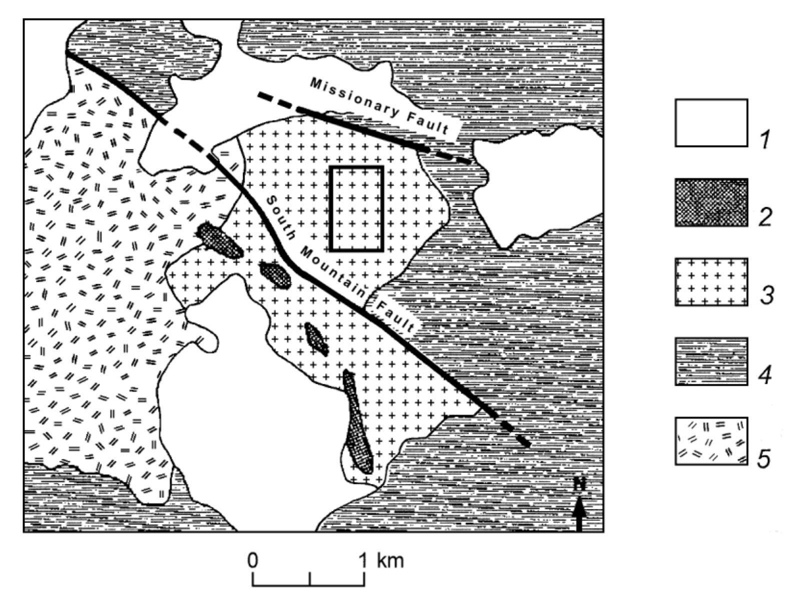


Fig. 19.2. Carte géologique du gisement de Summitville [Stoffregen, 1987]
1 – dépôts quaternaires ; *2* – rhyolites (18–20 millions d'années) ; *3* – latites quartzeuses (21-23 millions d'années) ; *4* – andésites (26,6 millions d'années) ; *5* – rhyodacites (27,7 millions d'années).
Le rectangle délimite l'aire représentée à la fig. 19.3 *a*.

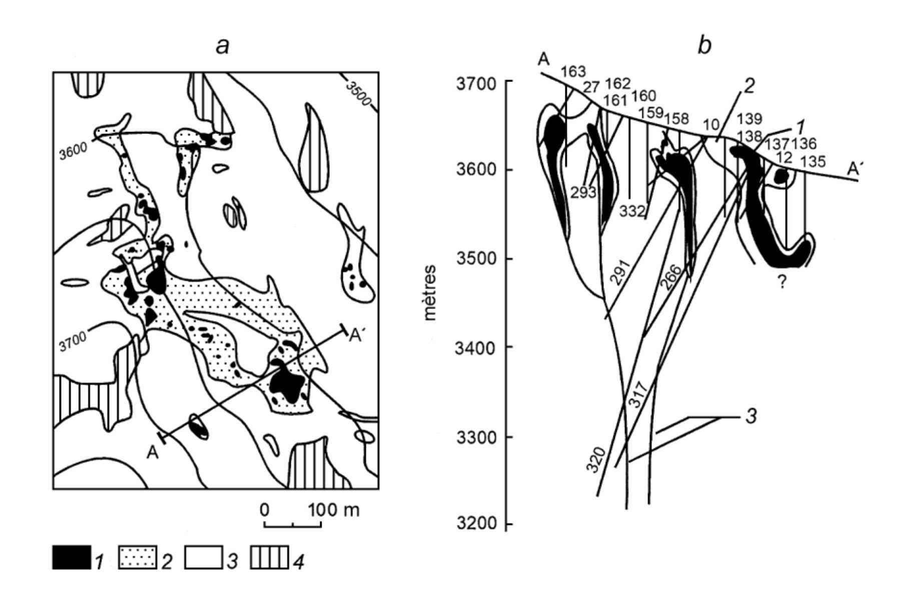


Fig. 19.3. Répartition des types essentiels d'altérites du gisement de Summitville [Stoffregen, 1987]

a – répartition des aires : *1* – corps de quartz caverneux, *2* – altérites indifférenciées à quartz-alunite-kaolinite, *3* – altérites à alumine, *4* – roches fraîches ; *b* – coupe le long du profil A–A'. Répartition des corps de quartz caverneux (*1*) et des altérites à quartz-alunite (*2*) suivant la verticale passant en profondeur à des corps peu puissants (1–2 m)de quartz caverneux (*3*) avec épontes à quartz-kaolinite.

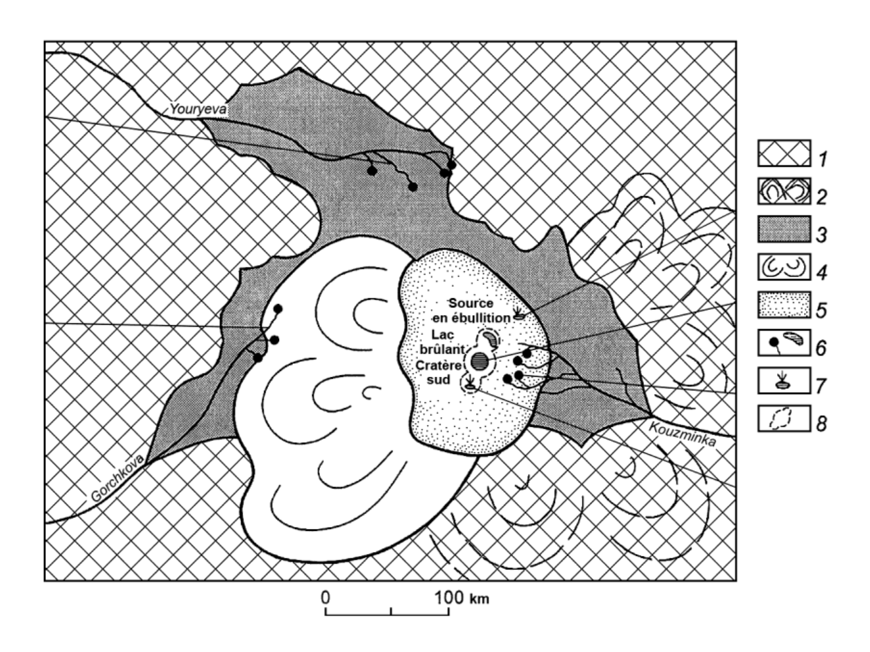


Fig. 19.4. Carte géologique du volcan Ebeko [Zelenov, 1972]
1 – laves basiques fraîches et tufs ; *2* – anciennes coulées volcaniques ; *3* – zones de développement d'opalites ; *4* – andésites récentes ; *5* – roches pyroclastiques ; *6* – sources et lacs acides ; *7* – solfatares ; *8* – cratères volcaniques

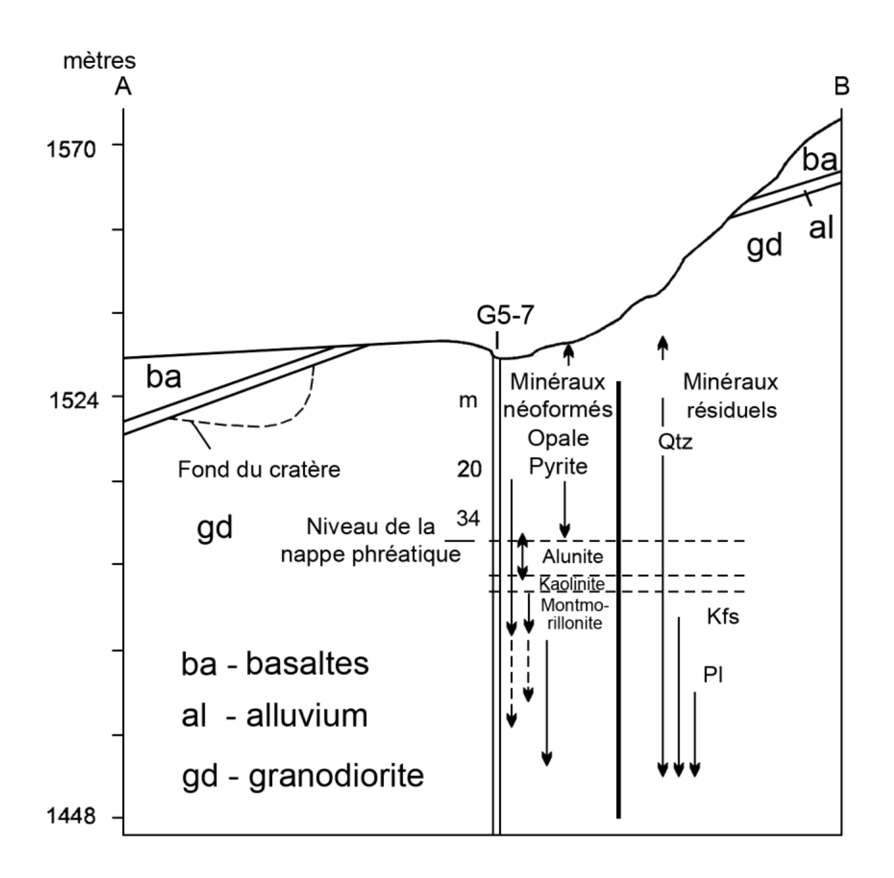


Fig. 19.5. Répartition des minéraux néoformés dans la coupe verticale du gisement de Steamboat Springs [Schoen *et al*., 1974]

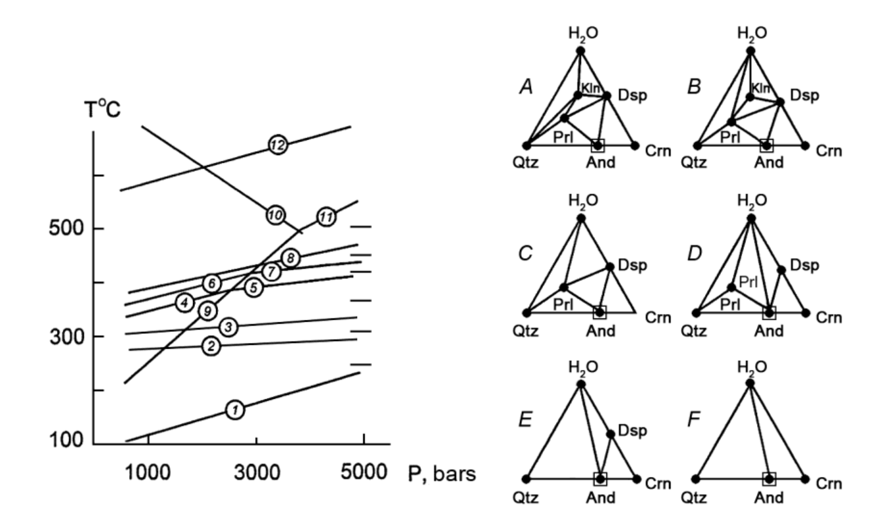


Fig. 19.6. Diagramme T–P relatif au système Al_2O_3–SiO_2–H_2O [Ivanov, 1993]
Réactions univariantes : *1*. Gib=Dsp+H_2O, *2*. 2Qtz+Kln=Prl+H_2O, *3*. 2Kl=Prl+2Dsp+ 2H_2O, *4*. Prl+6Dsp=4And+4H_2O, *5*. Prl+6Dsp=4Ky+4H_2O, *6*. Prl=3Qtz+And+H_2O, *7*. Prl=3Qtz+Ky+H_2O, *8*. 2Dsp=Cor+H_2O, *9*. And=Ky, *10*. And=Sil, *11*. Sil=Ky, *12*. $_{\alpha}$Qtz=$_{\beta}$Qtz. *A*–*F* – paragenèses des faciès dans le triangle composition-paragenèse

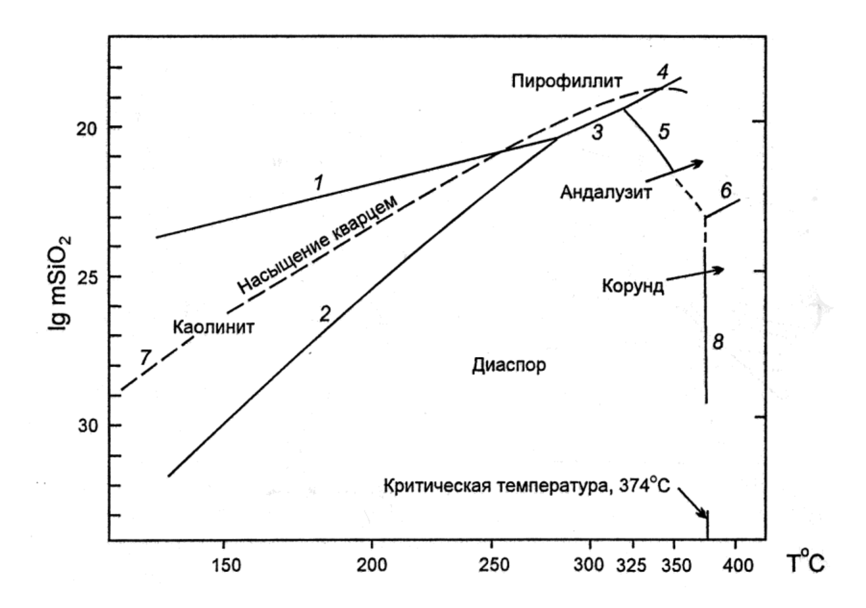


Fig. 19.7. Plages de stabilité des minéraux du système Al_2O_3–SiO_2–H_2O dans un diagramme T–lg m_{SiO2} suivant la courbe d'ébullition de l'eau [Hemley *et al.*, 1980]
Réactions désignées par des chiffres : *1*. Prl+5H_2O=Kln+2H_2SiO_4, *2*. Kln+3H_2O=2Dsp+ +2H_4SiO_4, *3*. Prl+8H_2O=2Dsp+4H_4SiO_4, *4*. Prl+5H_2O=And+3H_4SiO_4, *5*. And+3H_2O= 2Dsp+H_4SiO_4, *6*. And+2H_2O=Crn+H_4SiO_4, *7*. Qtz+2H_2O=H_4SiO_4, *8*. Crn+3H_2O=2Dsp

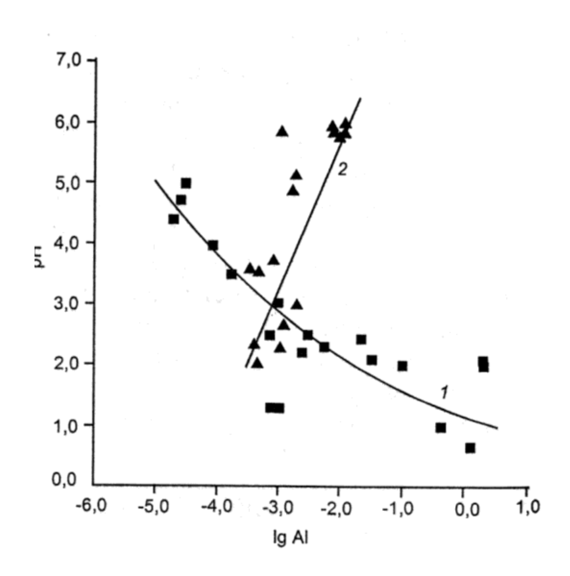


Fig. 19.8. Solubilité de l'alumine (mole/kg) en fonction de l'acidité de solutions chlorhydriques et sulfatées (carrés et courbe 1) et de solutions fluorurées (triangles et courbe 2) dans la plage de température 250–450° C

Construit d'après les données expérimentales et de modélisation thermodynamique [Becker *et al.*, 1983 ; Stoffregen, 1987 ; Korzhinsky, 1987 ; Ostapenko *et al.*, 1987 ; Haselton *et al.*, 1988 ; Ivanov, 1993]

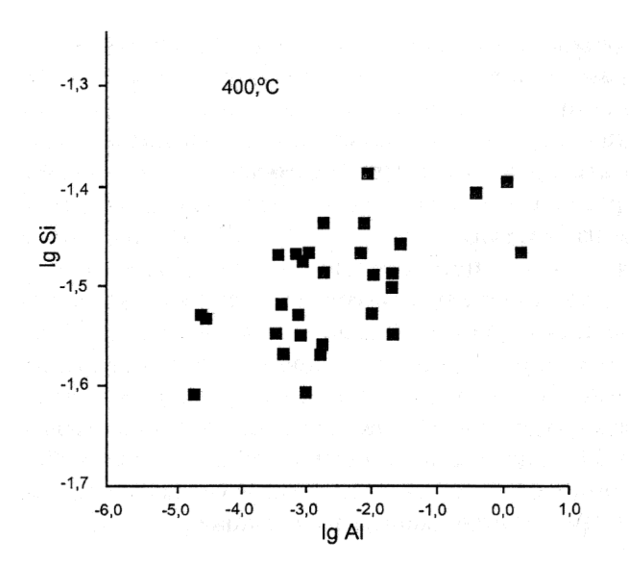


Fig. 19.9. Corrélations solubilité de la silice – solubilité de l'aluminium (mole/kg) en solutions chlorhydriques et fluorurées pour une température de 400° C d'après des données de [Haselton *et al.*, 1988 ; Ivanov, 1993]

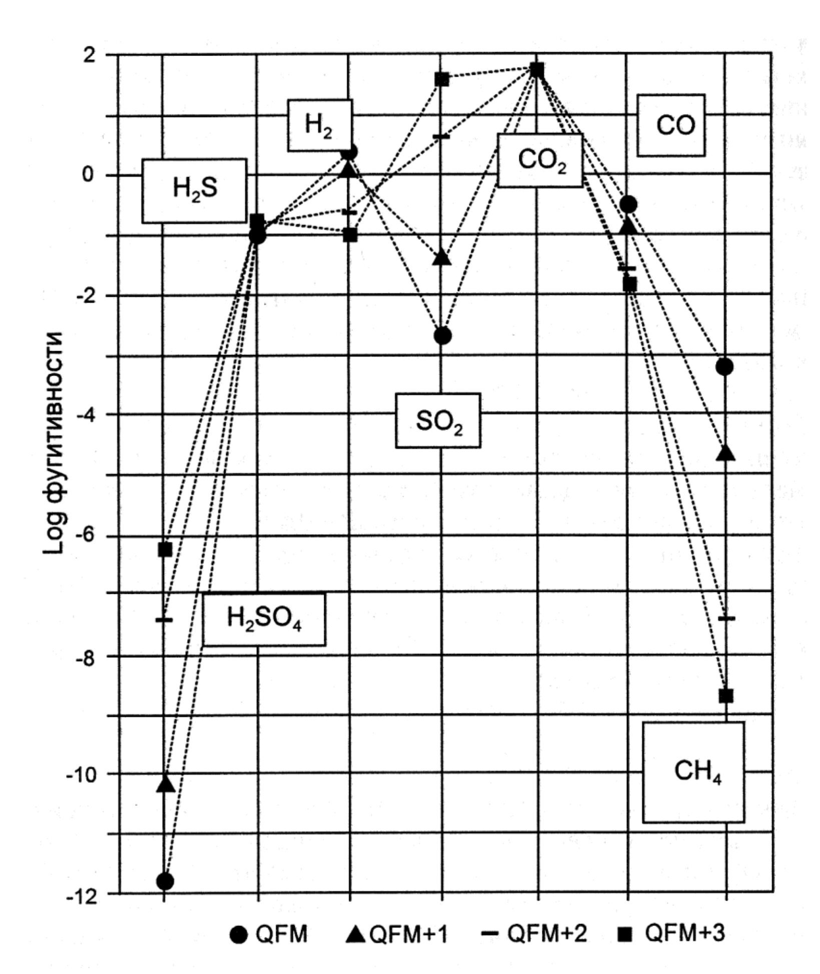


Fig. 19.10 Volatilité des composants essentiels d'un fluide magmatique en équilibre avec la magnétite et la pyrrhotine pour f_{O_2} égal à QFM, QFM+1, QFM+2, QFM+3 et à 727° C, 500 bars, Xc = 0,1

Les valeurs f_{S_2} et f_{O_2} ont été données pour l'équilibre pyrrhotine (solution solide) – magnétite d'après les données de [Whitney, 1988]. Le paramètre Xc est égal à la somme des proportions molaires de CO_2, CO, CH_4 dans le fluide.

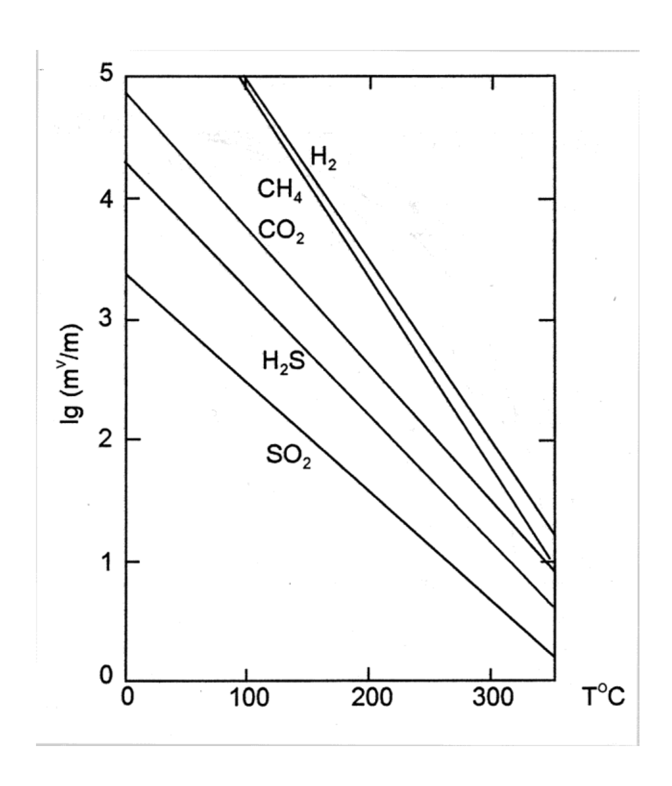


Fig. 19.11. Paramètre lg(m^v/m) en fonction de la température pour les constituants essentiels du fluide aqueux hydrothermal [Drummond & Ohmoto, 1985]
m^v et m sont les concentrations molaires des gaz respectivement dans la phase vapeur et dans la phase liquide.

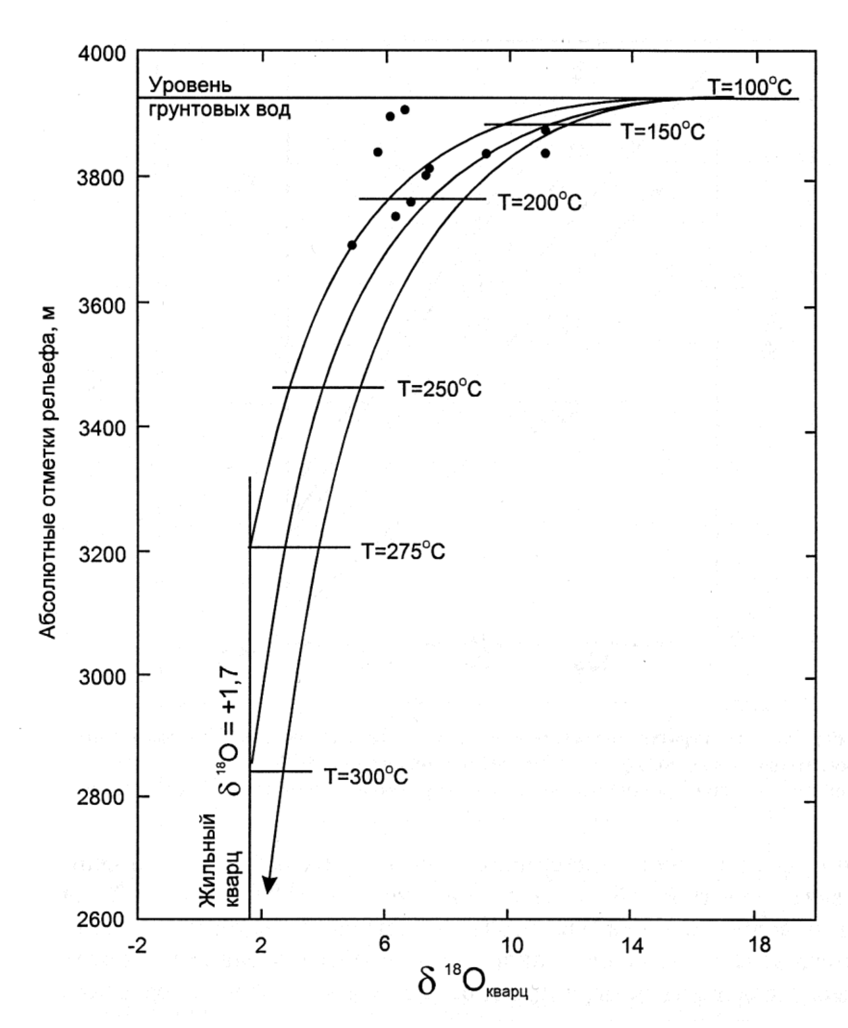


Fig. 19.12. Modèle obtenu par calcul, concernant la modification de la composition isotopique ($\delta^{18}O$) du quartz hydrothermal en équilibre avec un fluide en ébullition à des températures initiales de 275, 300, 325° C et relatif aux manifestations solfatariennes de San Juan [Larson & Taylor, 1987]

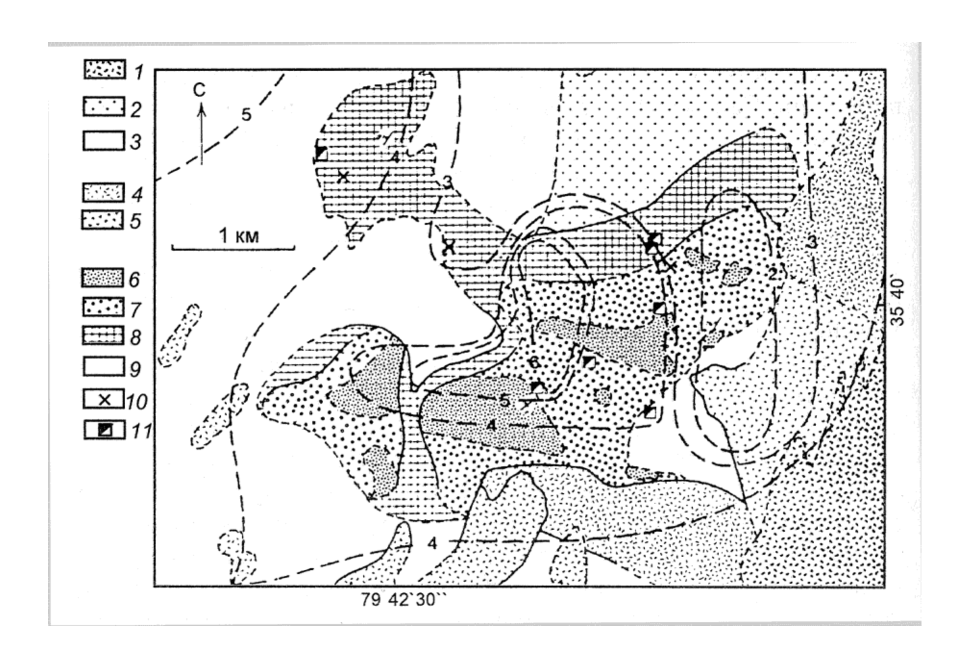


Fig. 19.13. Carte géologique du site métallifère de Pilot Mountain [Klein & Criss, 1988]
1 – roches volcaniques acides ; *2* – arénites, argiles ; *3* – andésites ; *4* – monzonites quartziques ; *5* – porphyres dacitiques. Altérites : *6* – Qtz–Prl–And, *7* – Qtz, *8* – Chl–Ser, *9* – Qtz–Ser ; *10* – sites de minéralisation aurifère ; *11* – exploitations minières abandonnées. Les courbes d'égal $\delta^{18}O$ sont représentées en traits interrompus.

Chapitre 20

LES BÉRÉSITES ET ROCHES BÉRÉSITISÉES

Définitions. Dans son acception primitive le terme de "bérésite" désigne des granites modifiés par métasomatose à proximité de filons de quartz aurifère et composés de séricite, quartz, pyrite et ankérite. La formation des bérésites est le résultat d'un métasomatisme acide avec fugacité élevée de l'acide carbonique. Par la suite, on a étudié des roches de composition similaire qui se sont formées non seulement aux dépens de granites, mais aussi au sein d'autres roches intrusives, volcaniques et sédimentaires volcanogènes au cours d'un processus similaire de métasomatisme acide. Le terme "bérésite" s'applique à des roches métasomatiques composées de quartz + séricite + ankérite + pyrite, c'est-à-dire à des roches des zones internes des colonnes métasomatiques. Pour ce qui est des roches des zones externes ayant subi une modification modérée ou réduite, nous recourrons au terme "roches bérésitisées". La dénomination des roches métallifères a encore donné lieu à un sens similaire proposé par N.I. Borodaevskiy et M.B. Borodaevskaya [1947] et le processus de leur formation a été appelé bérésitisation. La composition minéralogique des roches bérésitisées est variable : outre l'ankérite, il peut y avoir présence d'autres carbonates ; on rencontre essentiellement des variétés à quartz-séricite (dépourvues de carbonates), etc.

La bérésitisation représente un des types les plus répandus d'altération périfilonienne qu'on sait être liée à des gisements d'or, d'argent, de polymétalliques, d'uranium, de fluorite, de molybdène. Les bérésites ont depuis longtemps attiré l'attention des chercheurs, ce qui se constate à la profusion de travaux consacrés à ce type d'altération. Le terme "bérésite" a été proposé par G. Roze au milieu du siècle dernier pour des granites porphyriques séricitisés et des aplites du gisement aurifère de Bérézovo dans l'Oural. Par la suite, ces formations métasomatiques ont été étudiées en détail par A.P. Karpinskiy, V.V. Nikitin, A.N. Zavaritskiy, N.I. Borodaevskiy, M.B. Borodaevskaya, D.S. Korzhinsky, etc. Grâce aux idées de D.S. Korzhinsky on a, à l'époque actuelle, accompli des progrès dans l'étude de la genèse de ce type d'altération auquel ont particulièrement contribué les travaux de G.P. Zaraisky, Iou.B. Shapovalov, B.I. Omelyanenko, V.A. Zharikov, consacrés à la modélisation théorique et expérimentale des processus de bérésitisation. Les mêmes processus qui se

développent dans des roches de composition ultrabasique ont reçu le nom de listwaenitisation à cause de la teinte verte des métasomatites qui y prennent naissance. Elles sont composées de quartz-carbonate, talc-carbonate et fuchsite-quartz-carbonate. La "bérésitisation" est une notion qui n'est utilisée qu'en Russie. Dans la littérature mondiale le mot "séricitisation" en est un synonyme, et, même si l'on utilise le terme "bérésite", c'est seulement en référence aux gisements aurifères de Russie et aux travaux des chercheurs russes.

En soi, la paragenèse de quartz avec séricite et carbonates ne constitue pas pour autant un indicateur de la famille métasomatique des bérésites, dans la mesure où cette paragenèse peut aussi s'observer dans des roches d'une genèse différente, par exemple, dans des sédiments ayant subi un métamorphisme initial. Dans les cas complexes il est indispensable de recourir à un faisceau d'indices dont les principaux sont le contexte géologique, le contrôle structural, la composition minéralogique, le caractère de zonalité métasomatique et la présence d'une minéralisation métallique. Les faciès de bérésites dépourvus de carbonates prennent naissance au sein de roches magmatiques acides (aplites, leucogranites), appauvries en calcium et magnésium. Les métasomatites à quartz-séricite sont parfois rangées à part dans une famille particulière, typique principalement des gisements pyriteux et à sulfures polymétalliques [Zharikov & Omelyanenko, 1965]. Les roches périmétallifères à quartz-séricite sont également caractéristiques des gisements de cuivre et molybdène du type porphyrique dans lesquels elles sont étroitement associées à des quartzites secondaires.

Contexte géologique de la famille des bérésites. L'extension des bérésites est limitée aux régions dans lesquelles s'est développé un magmatisme orogénique à granitoïde, au sein d'une croûte de type continental. L'intervalle de temps de leur développement va du Précambrien récent au Mésozoïque-Cénozoïque, mais l'extension maximale des bérésites a lieu à l'époque hercynienne et mésozoïque. Les processus de bérésitisation ont lieu après achèvement complet du magmatisme intrusif et effusif ; ils sont précédés par les manifestations du métasomatisme de stade magmatique. Le recoupement des bérésites par des corps magmatiques est possible, si ces derniers appartiennent à un cycle magmatique plus tardif. Au cours de l'évolution du cycle hydrothermal, il y a, ultérieurement à la bérésitisation, dépôt d'une minéralisation métallique et il peut y avoir développement d'une argilisation de basse température.
Les roches bérésitisées représentent des métasomatites périmétallifères typiques dans beaucoup de gisements de moyenne profondeur (2–3 km) des domaines d'orogenèse et d'activité tectono-magmatique paléozoïques (Oural, Kazakhstan, Asie centrale, Europe centrale, Appalaches, Australie orientale), mais également mésozoïques (Transbaïkalie, Mongolie). Dans les domaines de volcanisme

quaternaire et contemporain, on ne connaît pas de manifestation typique de bérésitisation.

Les aires d'extension de ces métasomatites coïncident toujours avec des régions de développement de massifs intrusifs à granitoïdes, de corps subvolcaniques ou de ceintures régionales de dykes, typiques des districts métallifères de Transbaïkalie, d'Asie centrale, etc. Le lien génétique des bérésites avec le magmatisme a été établi dans l'exemple de la ceinture vulcano-plutonienne de Kourama en Asie centrale [Abramov *et al*., 1995].

Les bérésites appartiennent aux métasomatites d'extension locale. Elles sont clairement contrôlées par des accidents cassants ou par de puissantes zones de laminage et de cataclase. Dans ce dernier cas, la puissance totale des auréoles de bérésitisation est de plusieurs centaines de mètres. Il s'ensuit que les corps métasomatiques présentent une forme prédominante proche d'une veine ou d'une couche, la puissance de cette couche pouvant atteindre cent mètres et plus au sein des roches effusives et sédimentaires. La question de l'appartenance à une famille des zones qu'on appelle zones régionales de séricitisation du substrat au sein de séries volcaniques demeure jusqu'à présent un sujet de discussion et les critères qui distinguent les zones d'altération régionale à quartz-séricite des bérésites proches des fractures restent indéterminés. Il peut même ne pas exister de lien direct entre elles et les conditions géologiques structurales de leur présence peuvent être fortement dissemblables. Ainsi, les bérésites proprement dites ou "métasomatites pleinement confirmées" gravitent, selon E.V. Plyushchev [1981], tout à fait clairement autour des accidents cassants et sont liées à des épanchements hydrothermaux, alors que les roches bérésitisées faiblement altérées peuvent couvrir des surfaces de dizaines de km^2, ne manifestant par là aucun rapport évident avec des failles et fractures ni de lien clairement établi avec le magmatisme.

Les bérésites précèdent les dépôts métallifères et concernent un volume de roches excédant largement le volume des corps de minerai. Les métasomatites filoniennes associées aux minerais ou les métasomatites périfiloniennes (à chlorite, carbonate, albite, etc.) s'étendent uniquement aux zones internes des colonnes de bérésitisation.

Composition minéralogique. On compte au nombre des principaux minéraux entrant dans la composition de la famille des bérésites le quartz, la séricite, des carbonates, la chlorite, la pyrite, la fuchsite.

La *séricite* est le principal minéral typomorphe des bérésites. Les particularités cristallochimiques et de texture des séricites sont uniformes, indépendamment

des faciès. Les questions relatives à la nomenclature des micas potassiques dispersés ont été partiellement élucidées dans un travail consacré à ce groupe de minéraux [Omelyanenko *et al.*, 1982]. Il est suggéré de rapporter aux séricites des micas à minces paillettes variant en composition entre muscovite, phengite et illite, l'isomorphisme du type muscovite-phengite paraissant toutefois dominer dans les bérésites proprement dites, alors que l'isomorphisme du type illite domine dans leurs faciès de plus basse température. Dans les séricites la teneur des interfoliaires gonflants du type smectite ne doit pas excéder 5 %, dans les hydromicas elle atteint jusqu'à 15 % et dans les minéraux interstratifiés du type mica-smectite de 15 à 45 %. Ces définitions des séricites et hydromicas ne sont pas universelles et dans la littérature étrangère on rapporte à la séricite tous les micas potassiques à minces paillettes, de teinte claire, de genèse hydrothermale, contenant jusqu'à 40-50 % d'interfoliaires du type smectite. Les micas à minces paillettes des bérésites répondent à la modification polytype $2M_1$ ou aux mélanges $2M_1$+1M avec prédominance de la première, le polytype 3T étant très rare.

La composition chimique des séricites se distingue de la composition théorique de la muscovite par la teneur élevée en silicium et la teneur réduite en aluminium (fig. 20.1). S'approchent des muscovites les micas des bérésites aurifères hypoabyssales. La proportion de phengite des micas peut changer dans l'étendue d'un même gisement, diminuant en direction du filon métallifère. Les micas des faciès de basse température des roches bérésitisées présentent une composition illitique. Formule de l'illite :

$$K_{0,75}(Al_{1,75}R^{+2}_{0,25})Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}(OH)_2.$$

Il ressort du diagramme que les compositions des micas provenant des bérésites typiques se situent à peu près sur la droite muscovite-phengite. S'en détachent distinctement les micas dispersés provenant des métasomatites de plus basse température à hydromicas. Ces différences s'observent de même parfaitement sur les autres diagrammes (fig. 20.2). Les micas sodiques (paragonites) sont relativement rares dans les roches bérésitisées ; ils se rencontrent plus souvent dans les roches basiques listwaenitisées. On connaît des exemples de développement dans des métasomatites périmétallifères de mélanges de paragonite et de muscovite ou de minéraux interstratifiés du type muscovite-paragonite qu'on a considéré comme résultant d'une superposition d'un processus de métamorphisme régional sur des métasomatites. Toutefois, les investigations de A.I. Grabezhev [Grabezhev *et al.*, 1995] portant sur des gisements aurifères de l'Oural y ont révélé l'existence tout à fait normale de

paragonite dans les bérésites. Il est possible que ce minéral n'ait pas été remarqué antérieurement à cause de sa ressemblance avec les micas potassiques.

La composition anionique des séricites ne présente, dans l'ensemble, pas de trait spécifique clairement exprimé. Dans quelques gisements épithermaux à or-argent-polymétalliques, mais également dans des gisements uranifères de séries volcaniques, la séricite comporte des quantités notables de fluor, jusqu'à 1 % en masse. Ceci est comparable aux teneurs en fluor des micas provenant de formations métasomatiques de plus haute température (apogranites, greisens, zwitters) et est l'indice d'une activité importante du fluor présent dans les solutions hydrothermales du stade prémétallifère de lessivage acide [Perry *et al*., 1984 ; Rusinov, 1989].

Dans les listwaenites le mica est plus souvent représenté par la fuchsite, la teneur en chrome de celle-ci oscillant dans de larges limites, de 0,2 à 3,5 % en masse [Sazonov, 1975]. Dans les fuchsites de nombreux gisements aurifères les proportions de Al et R^{+2} dans la couche octaédrique rapprochent celles-ci de la phengite. Un trait caractéristique des micas des listwaenites est la teinte vert clair de ceux-ci, ainsi que la grande dimension qu'atteignent habituellement les paillettes (jusque 3 mm). Les fuchsites se rencontrent aussi dans des roches bérésitisées au sein de vulcanites de composition moyenne et même acide de certains gisements aurifères et pyritifères. Si dans les basites et ultrabasites le chrome est, au cours de la listwaenitisation, emprunté au mica des roches encaissantes, il est, dans la bérésitisation des dacites, manifestement apporté à partir d'une source extérieure (profonde).

Les *carbonates* sont, à côté de la séricite, des minéraux typomorphes des bérésites de composition très variée. Ils sont représentés par les groupes : 1) dolomite-ankérite, 2) calcite, 3) magnésite-sidérite et leurs variétés manganésifères. Les indices de l'un ou l'autre carbonate sont déterminés par la composition des roches encaissantes. Dans les listwaenites les carbonates sont d'ordinaire représentés par la magnésite, plus rarement par la breunnerite. Les variétés plus riches en fer – mésitite, sidérite, magnésiosidérite, pistomésite – y sont rares. Les carbonates du groupe de la calcite sont d'ordinaire développés dans les zones externes des colonnes de bérésitisation ; ils peuvent parfois contenir des quantités appréciables de fer et de manganèse. Les ankérites et autres minéraux du groupe de celle-ci sont tout à fait universels et répandus dans les bérésites au sein de divers types de roches. La teneur de la ferroankérite, pôle de la série, n'y excède pas 25 % ; il y a souvent une adjonction importante de manganèse (jusqu'à 4,5 % en masse de MnO).

La teneur générale en carbonates dans les zones d'arrière au sein des roches de composition moyenne et basique peut atteindre 60 % du volume de celles-ci. Le tableau global de la répartition des carbonates synchrones du lessivage acide est compliqué par la manifestation répétée de stades filoniens plus tardifs. Les carbonates filoniens sont plus diversifiés que les carbonates d'origine métasomatique. Les stades de basse température les plus tardifs sont seulement représentés par des veinules de calcite pure.

Les *chlorites* sont typiques des zones externes des auréoles de bérésitisation où elles se développent comme pseudomorphoses de minéraux foncés. Par la suite, lors de la progression des altérations métasomatiques, les chlorites sont remplacées par de l'ankérite ou de la sidérite et un mica clair. Les chlorites sont répandues beaucoup plus largement en association étroite avec des minéraux métallifères dans la composition des veines associées aux minerais ou postmétallifères. La composition des chlorites des roches bérésitisées est fortement variable (fig. 20.3). Il résulte de ce diagramme que ces chlorites se distinguent nettement des chlorites d'origine métamorphique en ce qui concerne la teneur en Al^{IV} qui est inférieure à 1,3, mais supérieure à 0,8 (cette dernière valeur est typique des chlorites gonflantes). La teneur en fer varie dans de larges limites, mais même dans les chlorites des listwaenites, la valeur du rapport Fe/Fe+Mg ne s'abaisse pas en deçà de 0,2 [Sazonov, 1975]. Il apparaît que les plus riches en fer sont les berthiérines et chlorites des associations métallifères. Les teneurs en fer des chlorites sont de plus conditionnées par l'activité du soufre qui contrôle la teneur en fer de la chlorite suivant la réaction :

$$Chl_{Fe} + H_2S \rightarrow Chl_{Mg} + Pyr + H_2O.$$

Les données analytiques existantes concernant le rapport Fe^{+3}/Fe^{+2} des chlorites témoignent de la rareté de la prédominance du fer ferreux.

Le développement dans les bérésites de l'un ou l'autre type de chlorite peut constituer pour les districts métallifères un indice typomorphe d'un genre déterminé de minéralisation. Ainsi, dans la province minérale de l'est de la Transbaïkalie, un trait typique des gisements d'uranium au sein des métasomatites à hydromicas est la large extension des berthiérines ; en revanche, dans les gisements polymétalliques et aurifères polymétalliques, c'est celle des chlorites normales 14Å de teneur en fer variable.

Particularités de la composition chimique des bérésites. Le chimisme du processus de bérésitisation est déterminé tant par le caractère acide de la solution que par la composition des roches mères. Dans les roches de composition acide on note un départ intensif des alcalis et un apport de silice, d'eau, de soufre et de

dioxyde de carbone. Dans les zones externes des colonnes métasomatiques, il y a départ de Ca et Mg ; à mesure que l'on s'approche des zones centrales, il y a départ de Fe, puis de Na. Dans les zones internes composées de quartz-séricite où disparaissent les reliques de feldspath potassique, il peut y avoir réduction de la teneur en K, mais dans la zone monoquartzique a lieu un départ intégral de K et Al. Dans les zones intermédiaires et internes, il peut y avoir augmentation de la teneur en Fe aux dépens de la pyrite disséminée. Au cours de la transformation des roches de composition moyenne et alcaline, il est typique d'avoir affaire à un apport de dioxyde de carbone en liaison avec un développement massif de carbonates. En fonction de la composition de ces derniers, il se produit une redistribution de Ca, Mg et Fe. Dans les zones intermédiaires et internes des colonnes, on observe un apport partiel de silice et une accumulation de K et Al aux dépens du développement de la séricite. On note des tendances caractéristiques opposées au point de vue apport de SiO_2 et de CO_2 : il y a dans les zones externes et intermédiaires abaissement de la teneur en silice et augmentation de la teneur en dioxyde de carbone. Dans la zone interne l'augmentation de la teneur en silice, respectivement en dioxyde de carbone entraîne une progression de la silicification.

La listwaenitisation des serpentinites donne lieu à un départ de Si, également de Al, Fe, Ni, Mg dans la plupart des colonnes, et à un apport de Ca, K, C, S. Dans la plupart des cas, le titane est inerte. Dans certains cas, il y a apport de Al, Fe, Cr, Mn, qui se combinent dans la fuchsite et la pyrite. Dans l'ensemble, la tendance que suivent les transformations chimiques au cours de la bérésitisation s'accompagne d'un départ des alcalino-terreux et de l'hydrolyse des feldspaths suivant le schéma :

albite + K^+ + H^+ → muscovite + quartz + Na^+ ;
feldspath potassique + H^+ → muscovite + quartz + K^+.

Souvent dans les bérésites existant au sein des roches de composition basique, la zone interne monoquartzique fait défaut. On peut, dans la zone à quartz-séricite, observer une croissance brusque de la teneur en Al et K et une abondance de séricite. Dans ce cas, la séricite forme des pseudomorphoses intégrales dans les feldspaths :

feldspath potassique + H_2O + Al_2O_3 → muscovite + 2 SiO_2 (solution),

ceci étant lié au déplacement de l'aluminium dans des conditions de faible pH du fluide.

Variétés de faciès des bérésites. Les faciès des roches bérésitisées se distinguent en fonction de l'influence exercée par la composition des roches primitives et par les facteurs intensifs, essentiellement T, f_{CO_2}, f_S, pH. Les faciès, conditionnés par l'influence due à la composition primitive du substratum, sont représentés par des bérésites et des listwaenites. Les premières sont typiques d'altérites couvrant un large spectre au point de vue composition, allant des rhyolites et granitoïdes jusqu'aux gabbros ; les secondes ne le sont que pour des roches de composition ultrabasique ou pour des serpentinites qui s'y sont développées. On rapporte au même groupe des faciès de bérésites dépourvus de carbonates existant au sein de granitoïdes ultraacides appauvris en alcalino-terreux.

Mis à part le faciès à quartz-ankérite-séricite qui est le plus répandu, on rapporte au nombre des faciès déterminés par des paramètres intensifs les faciès à calcite-séricite, à séricite-chlorite-calcite (faibles pH et f_{CO_2}) et à quartz-hydromica (basse température).

Le *faciès des métasomatites à quartz-ankérite-séricite* (bérésites proprement dites) représente le type le plus répandu d'altérations périmétallifères d'origine hydrothermale et de température moyenne. L'indice typomorphe principal est le développement dans les zones internes de la paragenèse à quartz avec séricite, ankérite et pyrite.

Suivant B.I. Omelyanenko [1978], à chaque faciès métasomatique correspond un type déterminé de colonne métasomatique. La zonalité présentée ci-après reflète la tendance fondamentale des altérations métasomatiques se présentant au sein des granites : 1. granite – quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, amphibole, titanomagnétite ; 2. granite faiblement affecté – quartz, feldspath potassique, albite, calcite, chlorite, dolomite, séricite, pyrite ; 3. granite bérésitisé – quartz, séricite, feldspath potassique, ankérite, pyrite ; 4. bérésite – quartz, séricite, ankérite, pyrite ; 5. quartz, séricite, pyrite (la zone interne de silicification intégrale s'observe assez rarement).

La tendance générale suivie par le processus de métasomatose ne dépend pas de la composition des roches. Un exemple d'altération de roches plus basiques que les granites est offert par les diorites bérésitisées du gisement d'uranium d'Ichimskoe dans le nord du Kazakhstan (fig. 20.4) où la bérésitisation s'achève par la formation d'une zone interne à quatre minéraux quartz+séricite +ankérite+pyrite.

Au cours du développement des altérations d'origine hydrothermale au sein de roches à deux feldspaths, c'est le plus souvent le plagioclase qui est dissout le premier, le feldspath potassique étant beaucoup plus stable, mais souvent des reliques en sont conservées dans les zones internes, même au contact des filons métallifères. Ce phénomène s'accorde, en général, bien avec les données relatives à l'équilibre

albite + K^+ = feldspath potassique + Na^+.

A 300° C la constante d'équilibre est proche de 1, mais elle augmente brusquement avec l'abaissement de la température, ce qui augmente la stabilité du feldspath potassique par rapport à l'albite. C'est à une situation opposée que correspondent les bérésites de plus haute température dans lesquelles on note la présence de micas sodiques (paragonites) [Sazonov, 1979 ; Grabezhev, 1995].

Le *faciès des listwaenites* est moins répandu que le faciès à quartz-ankérite-séricite ; il est rapporté aux roches ultrabasiques serpentinisées. Les listwaenites sont typiques des gisements aurifères à sulfures de l'Oural, de l'Altaï, du Saïan et d'autres régions. Dans la littérature étrangère ces roches sont décrites comme des métasomatites à quartz-carbonates, à magnésite, mais aussi sous l'appellation de "duelo" et "virginite". Les listwaenites se rencontrent aussi bien dans des roches homogènes, où elles forment des auréoles zonales, qu'au contact entre milieux hétérogènes, par exemple, entre granites et serpentinites. Comme minéraux typomorphes des listwaenites, on a des carbonates ferromagnésiens (breunnerite, magnésite, dolomite, para-ankérite), fuchsite, pyrite. Le quartz présente moins d'importance. Le chrome de la fuchsite trouve sa source dans les spinelles de chrome entrant dans la composition des roches ultrabasiques. Initialement, on a, d'après V.V. Nikitin, B.P. Krotov, A.N. Zavaritskiy, appelé listwaenites des roches ultrabasiques ayant subi une altération hydrothermale et composées de breunnerite, quartz, mica potassique (fuchsite). Le talc n'était pas inclus dans la composition de la zonalité synchrone. Pour une puissance totale des altérites n'excédant pas 25 m, la colonne métasomatique typique de la listwaenitisation présente l'aspect suivant [Borodaevskiy & Borodaevskaya, 1947 ; Borodaevskiy, 1958 ; Sazonov, 1975] :

1. Listwaenite "grise" dans une serpentinite ou métasomatite à talc-carbonate : breunnerite ou dolomite, quartz, chromite, pyrite. 2. Listwaenite "verte" : breunnerite, quartz, fuchsite, pyrite. 3. Listwaenite "jaune" : breunnerite, ankérite (cette zone n'est pas toujours présente).

V.N. Sazonov [1979] a obtenu, à partir de déterminations d'âge par la méthode K-Ar, des données identiques pour les granites porphyriques et les listwaenites à

fuchsite qui se sont développées au contact de ceux-ci, ce qui prouve le lien génétique des dernières avec les granites porphyriques.

Dans le *faciès à hydromicas* il y a présence de micas-smectites interstratifiées et d'hydromicas au lieu de séricites. Les autres différences par rapport aux bérésites se limitent seulement à une moindre extension de la pyrite et une plus grande extension de l'hématite, mais reviennent aussi à un large développe

Tableau 20.1. **Résultats de la datation isotopique par la méthode K-Ar de micas dioctaédriques dispersés issus de métasomatites de différents niveaux hypsométriques du gisement d'Antey-Streltsovskoïé**

Profondeur de prise d'échantillons, m	Teneur en interfoliaires gonflants, %	K, %	$^{40}Ar_{rad}$, ng/g	Age, millions d'années	Encaissant
190	8-10	5,24	51,0	136±6	Trachydacite
250	6-8	6,22	84,8	130±5	Trachydacite Cataclasée
320	8-10	6,70	67,2	139±6	Basalte
430	10-12	6,87	66,1	134±5	Granite
598	6-8	6,40	57,8	129±5	Granite Cataclasé
1031	6-8	6,12	59,1	134±5	Granite
1070	<5	6,98	69,5	138±5	Granite
1422	6-8	7,28	68,8	134±5	Granite
1596	5-7	5,84	57,9	138±6	Granite
2145	0	6,80	65,0	133±5	Granite
2161	0	7,63	74,0	135±5	Granite

ment de berthiérines et de chlorites-smectites interstratifiées. C'est l'absence de kaolinites et de smectites métasomatiques qui les distingue des argilisites.

Dans l'étendue de quelques gisements de type filonien, on peut, en pénétrant en profondeur, suivre le remplacement des métasomatites à hydromicas par des bérésites typiques suivant une auréole d'altération hydrothermale unique, associée à une seule et même structure qui véhicule les solutions [Andreeva *et al.*, 1996]. Une datation isotopique effectuée par la méthode K-Ar dans les micas dispersés du plus grand gisement d'uranium de Russie de StreltsovskoЇé fournit des âges parfaitement identiques pour tout l'intervalle de profondeur sur lequel les zones métallifères ont été mises à nu (tableau 20.1). Ainsi, les altérations du type bérésite et glimmérite ne présentent pas toujours de limites franches ; elles coexistent parfois dans l'étendue d'un même gisement suivant une auréole métasomatique unique ; c'est pourquoi on peut les considérer comme faisant partie d'une même famille lithologique.

Formations métasomatiques et filoniennes des bérésites associées aux gîtes métallifères. On rapporte aux associations minérales accompagnant les gisements métallifères celles dont la formation est contemporaine ou proche de l'époque de dépôt des minéraux métalliques. Elles ont toujours un lien spatial étroit avec le minerai. Ainsi que l'a encore établi D.S. Korzhinsky, les métasomatites associées aux gîtes métallifères sont caractérisées par un assemblage déterminé de minéraux dont la composition est dans une large mesure conditionnée par le lessivage des constituants chimiques à partir des encaissants au cours du processus d'altération hydrothermale de ceux-ci.

Dans les métasomatites de lessivage acide du type bérésite, les minéraux typiques entrant dans la composition des associations qui accompagnent les gîtes métallifères sont les chlorites, berthiérines, carbonates (principalement ferrifères et ferromagnésiens), la pyrite, l'hématite, l'albite, l'adulaire, la fluorite. Ces minéraux sont développés tant sous forme de veinules que sous forme métasomatique et constituent des franges, des marges à la périphérie des amas et filons de minerais. La puissance de ces manifestations métasomatiques présente d'ordinaire un lien réciproque avec la puissance des corps de minerais, mais elle est nettement inférieure à la puissance des auréoles de bérésitisation. Une particularité très importante de ces formations réside dans l'absence totale de zonalité, ce qui témoigne sans aucun doute possible du net déséquilibre de l'ensemble du processus de formation des minéraux filoniens (incluant aussi la métasomatose périfilonienne) succédant au stade de lessivage acide.

La chloritisation est un phénomène qu'on rencontre dans presque tous les gisements qu'ils soient sulfurés, aurifères, à uranium, molybdène-uranium ou fluorite. Des amas de chlorite, parfois presque monominéraux, forment des zones désordonnées, d'une épaisseur pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres, bordant les corps métalliques. Le dépôt de la chlorite peut tarder sensiblement par rapport aux principaux stades métallogéniques. Le type de chlorite prédominant dépend d'ordinaire des faciès de métasomatites : dans les bérésites il y a développement de chlorites ferreuses et ferromagnésiennes, mais dans les métasomatites à hydromicas, de berthiérines ferreuses ou de chlorites gonflantes.

On n'a, pendant longtemps, reconnu les formations albitiques associées aux gisements métallifères que dans les gisements d'uranium [Andreeva & Golovin, 1979 ; Naumov, 1985], mais, par la suite, l'albite fut décelée dans les métasomatites de certains gisements aurifères [Moïseenko *et al.*, 1978 ; Rusinov *et al.*, 1996]. On peut trouver un exemple de développement de métasomatites à albite dans le gisement d'uranium de Streltsovskoïé où ces formations sont

développées dans des roches diverses de la série effusive d'une caldeira et dans les granitoïdes du substratum (fig. 20.5). La puissance des zones d'albitisation métasomatique filonienne n'est pas considérable et c'est seulement dans les granitoïdes qu'elle peut atteindre quelques mètres et se suivre jusqu'à une profondeur de 1800 m. L'albite corrode et remplace les hydromicas, ainsi que le feldspath potassique et le plagioclase de la roche. Le quartz n'est remplacé par l'albite que dans les secteurs d'interaction maximale.

La teneur en Na_2O des dacites albitisées peut atteindre 7 % ; celle des granitoïdes, 10 % en masse, mais la teneur en fer trivalent des albites monte à 1-2 % par rapport aux roches de départ. Les métasomatites à hématite-albite contiennent toujours des concentrations élevées d'uranium, principalement sous forme d'uranotitanates.

Dans les gisements aurifères sulfurés l'albite métasomatique filonienne ne se rencontre que dans les horizons de grande et moyenne profondeur et est également voisine de l'époque des principaux stades métallogéniques.

Analyse paragénétique et paramètres physicochimiques fondamentaux de la bérésitisation. Les paragenèses minérales des bérésites sont avant tout déterminées par les conditions de température, la composition des roches et l'activité du CO_2. Conformément aux définitions données par D.S. Korzhinsky, les conditions de formation des bérésites répondent à des températures modérées auxquelles il y a stabilité des paragenèses à carbonates avec mica potassique en l'absence de silicates calciques.
Certaines informations tirées de l'étude des inclusions fluides révèlent une dispersion T_{hom} importante ; toutefois, les quartz qui se trouvent le plus proches de l'époque de formation des auréoles zonées de métasomatites, se caractérisent par une température de 280–300° C et une pression atteignant 1 kb. La détermination en T–P des conditions de bérésitisation recourt aussi à différents thermobaromètres minéraux : dolomite-calcite, muscovite-chlorite, plagioclase-muscovite, breunnerite-ankérite. Suivant ces données la température de bérésitisation oscille dans une fourchette de 490–350° C pour la pression lithostatique [Sazonov, 1984] ou bien correspond à un intervalle plus large de 450–250° C pour P allant de 0,5 à 2 kb [Martynov, 1992].

La limite supérieure de la température de bérésitisation correspondant à ces données est quelque peu exagérée. Ainsi, une modélisation expérimentale de la bérésitisation [Shapovalov & Zaraisky, 1978 ; Zaraisky, 1989] a permis d'établir que la température limite de celle-ci n'excède toutefois pas 380° C, bien qu'elle dépende également dans une large mesure de la teneur en dioxyde de carbone, mais néanmoins pour une proportion molaire suffisamment élevée $X_{CO_2} = 0,2$.

De plus, des températures plus élevées ne contribuent pas à la stabilité des carbonates de fer, particulièrement des carbonates de la série sidérite-magnésite. D'après les données expérimentales de divers auteurs, la stabilité en température des carbonates magnésio-potassiques s'accroît suivant la série magnésite → dolomite → calcite. Dès lors, l'association du quartz avec la magnésite est, pour une proportion molaire de dioxyde de carbone égale à 0,2, stable à T n'excédant pas 300° C et la dolomite à T ne dépassant pas 380° C.

La limite inférieure de température de la bérésitisation est conditionnée par le remplacement de la séricite par des minéraux interstratifiés du type mica-smectite et par d'autres minéraux argileux. Le domaine de stabilité en température des hydromicas et des micas-smectites ordonnés à teneur élevée en couches micacées permet difficilement de juger dans quelle mesure ceux-ci représentent des structures métastables. Les données existantes résultant d'observations directes relatives à la formation contemporaine des minéraux dans des champs thermiques montrent que les illites non gonflantes apparaissent déjà à une température de 210–220° C [Muffler & White, 1969 ; Cathelineau, 1988]. Dans les recherches expérimentales portant sur une bérésitisation effectuée à une température de 250° C et plus on n'oberve pas de phases interstratifiées, mais les données obtenues par calcul [Redkin & Omelyanenko, 1983] pour le modèle K–Na–Si–Al–H_2O–HCl mettent en évidence la possibilité de formation d'illites-smectites interstratifiées, même à une température de 250° C. Apparemment cette température peut être considérée comme la limite inférieure de température des bérésites. Les métasomatites à hydromicas correspondent à une fourchette d'à peu près 230–250° C.

A des températures plus basses il y a formation de colonnes métasomatiques auxquelles participent des smectites et des illites-smectites interstratifiées à plus grande teneur en interfoliaires gonflants (rectorites et phases similaires à la rectorite) et des kaolinites.

Les solutions hydrothermales donnant lieu à bérésitisation ont une composition cationique et anionique complexe. Les données tirées de l'étude des inclusions fluides qu'on rencontre dans les carbonates et quartz filoniens [Sazonov, 1984] mettent en évidence la présence constante de Na^+, K^+, Ca^{+2}, Mg^{+2}, HCO_3^-, Cl^-, plus rarement de SO_4^{2-}, F^- ; dans la phase gazeuse des inclusions il y a présence de H_2O, CO_2, N_2 ; Na^+ prédomine toujours par rapport à K^+. Les teneurs en CO_2 des inclusions que comportent les minéraux filoniens oscillent dans de larges limites, parfois même le dioxyde de carbone constitue la quasi-totalité du volume des vacuoles. On sait, sur base de modèles expérimentaux, que, pour des valeurs de X_{CO_2} situées autour de 0,01, il y a dans les altérites formation de calcite ; il apparaît de l'ankérite seulement si cette valeur excède 0,05. La

zonalité métasomatique des bérésites habituelles se développe pour une valeur d'environ 0,1 de la proportion molaire de dioxyde de carbone.

La fugacité du dioxyde de carbone à température constante a une influence déterminante sur l'accroissement de la teneur en fer des carbonates en direction des zones internes des colonnes métasomatiques, ce qui constitue un phénomène quasi-universel. Ceci est valable tant pour la série dolomite-ankérite que pour la série magnésite-sidérite. L'accroissement de teneur en fer des carbonates dans cette direction est également favorisée par la croissance de l'acidité du milieu, réduisant l'activité du magnésium par rapport à celle du fer [Korenbaum, 1967 ; Sazonov, 1984 ; Martynov, 1992].

La relation liant les paragenèses des zones métasomatiques internes aux paramètres intensifs est illustrée par les diagrammes (fig. 20.6). Ceux-ci donnent le moyen d'évaluer, suivant la concentration en potassium et en dioxyde de carbone, les variations des solutions, ainsi que les conditions de T–P qu'il est possible d'avoir. La teneur en potassium doit correspondre à la valeur du rapport lg (aK^+/aH^+) = 1,5–2,5. Sans quoi, à T inférieure à 300° C, la séricite doit être remplacée par la kaolinite dans les zones d'arrière des colonnes. Au delà de 320° C les bérésites sont remplacées par des métasomatites à quartz-séricite dépourvues de carbonates, analogues de basse température des greisens. De plus fortes concentrations en potassium et une augmentation de la température font passer les bérésites à des gumbéites.

La croissance de la pression (à concentration constante en dioxyde de carbone) favorise les réaction de carbonatisation ; dans ce cas, la formation de carbonates doit avoir lieu dans l'ordre calcite → ankérite → breunnerite. Cependant, étant donné que les bérésites se rapportent à des métasomatites correspondant essentiellement à un même faciès hypoabyssal, les variations de pression ayant lieu au cours de la bérésitisation sont sans importance.. En outre, il arrive souvent que la série des carbonates qui vient d'être citée ne correspond pas à la zonalité verticale des bérésites qu'on a observée dans la réalité. Les associations minérales à calcite sont typiques non des horizons proches de la surface, mais des horizons les plus profonds, tandis que les associations à ankérite et breunnerite sont typiques des horizons supérieurs et moyens. Cette particularité s'observe le plus souvent dans les gisements où la minéralisation présente une extension verticale importante (fig. 20.7), ceci étant lié à l'existence d'un gradient de température vertical que confirme un remplacement marqué des hydromicas et des illites-smectites par des séricites non hydratées en profondeur. Les valeurs de pression extrêmement élevées qu'on observe parfois sur base des données tirées de l'étude des inclusions fluides dans les minéraux filoniens sont rapportées aux stades filoniens plus tardifs de formation des minéraux et

peuvent être liées aux contraintes tectoniques se manifestant déjà dès la période postmagmatique de développement du système hydrothermal.

Portée des bérésites en tant que roches périmétallifères. Aux bérésites sont liés de nombreux gisements d'uranium, de polymétalliques et d'or. On peut même considérer les bérésites comme une famille de métasomatites typomorphe des minerais polymétalliques et des minerais d'or. Dans ces conditions, quand des polymétalliques sont associés à des formations métasomatiques de plus haute température, par exemple, des skarns, une étude détaillée met toujours en évidence un développement plus tardif de paragenèses de bérésites (ou de listwaenites). Le faciès de basse température des bérésites (métasomatites à hydromicas) est typomorphe des gisements d'uranium et de fluorite.

La minéralisation des bérésites est rapportée au type associé, mais la localisation de tous les minerais est, en principe, liée à la zonalité métasomatique horizontale et verticale. Les minerais riches sont, en règle générale, rapportés à la zone interne de la colonne métasomatique dans les secteurs de puissance maximum. Les corps métallifères peuvent même se localiser en dehors des limites de la zone interne, mais ne s'écartent jamais de l'auréole zonale de bérésitisation. Dans presque tous les cas une minéralisation métallifère se manifeste par des concentrations de minéraux associés aux minerais : chlorite, carbonates, berthiérine, albite, adulaire, séricite de modification $2M_2$, etc., dont la formation a lieu après le stade de lessivage acide. La ségrégation de ceux-ci présente un caractère mixte métasomatique et filonien et le degré de leur développement est presque toujours proportionnel à l'ampleur de la minéralisation. D'un point de vue pratique, la teneur en manganèse des carbonates est hautement représentative, étant donné que ces derniers sont justement tout à fait caractéristiques des gisements de Pb–Zn et de Au–Ag–Pb–Zn, l'activité du manganèse augmentant d'ordinaire au stade tardif de développement du processus hydrothermal, vers le moment du dépôt métallifère [Rusinov, 1989].

La localisation des corps métallifères suit le principe de la zonalité métasomatique verticale. Les accumulations de minéraux métallifères exploitables économiquement ne s'observent jamais au niveau du biseau supérieur ou inférieur de l'auréole générale de bérésitisation, mais se focalisent aux endroits où la partie supérieure de l'auréole présente un maximum d'épaisseur. Un des indices de la présence d'une minéralisation métallique est également le degré de développement de la carbonatisation métasomatique, laquelle dépend du degré d'aboutissement des altérations et de la profondeur correspondante de la coupe dégagée par l'érosion. Pour des roches de départ de même composition, le rapport carbonate/quartz+séricite constitue un indicateur direct de la profondeur [Sazonov, 1984].

Le développement des carbonates le long de la zonalité verticale se fait suivant deux schémas. Le premier de ceux-ci répond à la décroissance, depuis les horizons profonds jusqu'à la surface, des teneurs en carbonates de fer des zones externe et intermédiaire de la colonne de bérésites et à l'augmentation de la quantité de calcite. Ce cas correspond à un gradient de température peu important, mais le remplacement des paragenèses renfermant de la calcite par des paragenèses à ankérite peut se réaliser pour une croissance de la fugacité du dioxyde de carbone de –0,5 à +1 en profondeur [Rusinov, 1989]. Plus souvent c'est l'autre variante qui se réalise, lorsque ce sont les associations à calcite qui s'observent dans les horizons plus profonds par rapport aux carbonates de fer. De telles relations sont liées à un gradient vertical de température important, ce qui est habituel pour les bérésites des faciès hypoabyssaux et subvolcaniques. Il en est de même du faciès à hydromica (voir fig. 20.7). Les concentrations maximales en constituants utiles sont focalisées dans l'intervalle de développement des paragenèses à ankérite.

Dans le gisement d'uranium de Streltsovskoe mentionné ci-dessus, les niveaux hypsométriques abyssaux où l'on trouve des paragenèses à calcite-séricite et à dolomite-séricite, sont dépourvus de corps métallifères et on n'y observe que des zones étroites à radioactivité élevée.

Ainsi, l'ampleur du développement des roches bérésitisées, la composition relative aux faciès et la zonalité verticale de celles-ci s'avèrent être les indicateurs du type de minéralisation et de l'échelle de celle-ci et contribuent à l'évaluation des perspectives d'extension de la minéralisation en profondeur.

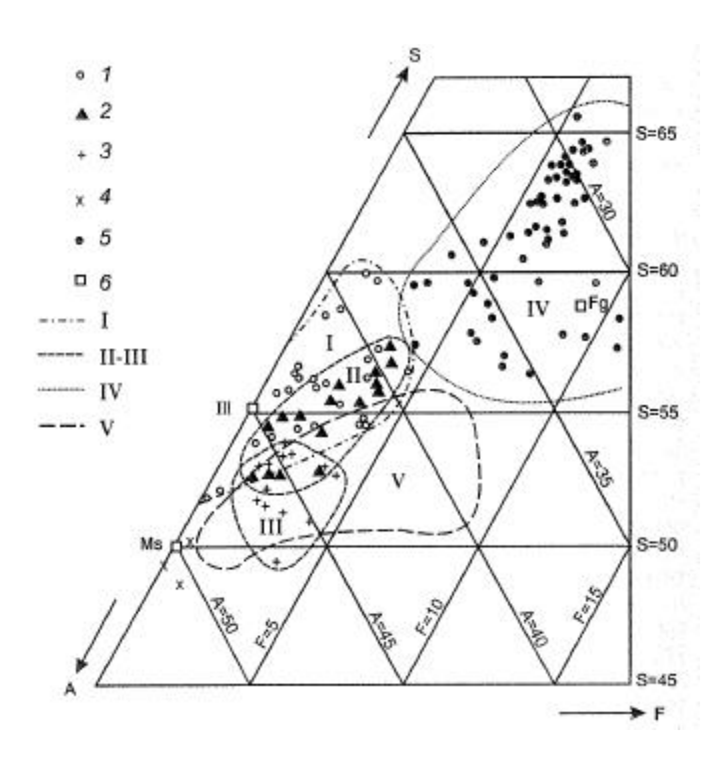


Fig. 20.1. Composition des séricites et hydromicas d'origine hydrothermale dans un système de coordonnées A (Al) – S (Si) – F (Mg+Fe+Mn).
1 – micas potassiques et interfoliaires illite-smectite issus d'argilisites et de glimmérites ; *2* – micas issus de bérésites ; *3* – micas des bérésites de l'Oural ; *4* – des quartzites secondaires à corindon ; *5* – de roches sédimentaires de différents stades d'épigenèse ; *6* - pôles de série : Ms – muscovite, Ill – illite, Fg – phengite, Lf – leucophyllite. Contours des plages de composition des micas de genèse différente : I – micas d'argilisites et de glimmérites, II et III – micas des bérésites, IV – micas sédimentaires épigénétiques, V - micas métamorphiques des faciès de basse pression et de pression modérée.

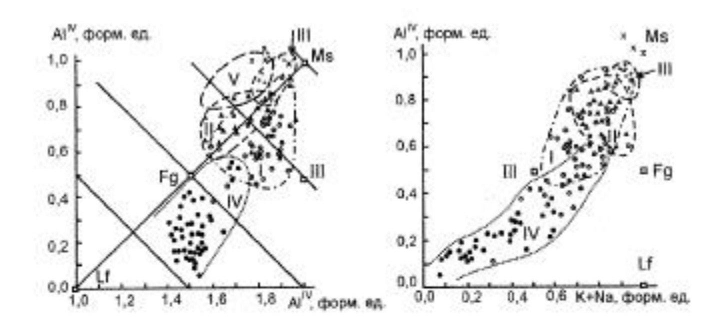


Fig. 20.2. Composition des séricites et hydromicas en fonction de la distribution d'Al d'après les sites (*a*) ; composition des séricites et hydromicas de genèse différente dans un système de coordonnées Al^{IV} – K+Na (*b*).

Légende identique à celle de la figure 20.1

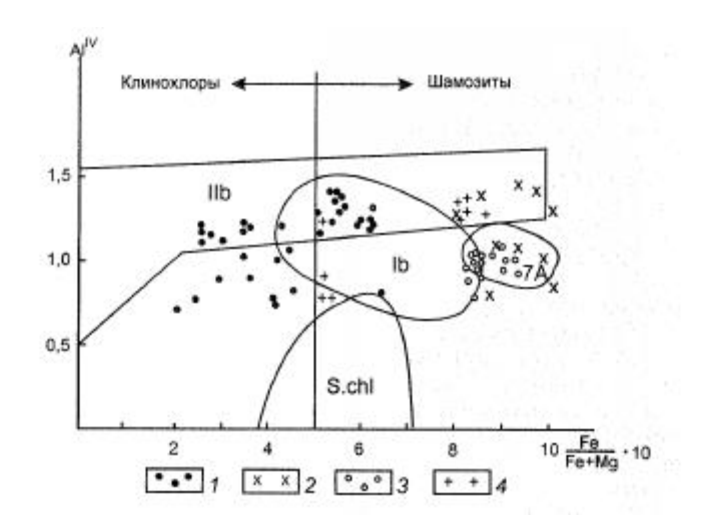


Fig. 20.3. Diagramme relatif à la composition des chlorites hydrothermales dans un système de coordonnées Al^{IV} – Fe/Fe+Mg [Curtis *et al.*, 1985 ; Jahren & Aagaard, 1989 et données de O.V. Andreeva]

IIb – plage de composition de chlorites métamorphiques à polytype prédominant ; Ib - chlorites issues de roches sédimentaires ; 7A – berthiérines, S.chl. – chlorites gonflantes. *1* – chlorites issues de bérésites périmétallifères ; *2* – berthiérines isues de gisements aurifères ; *3* – berthiérines issues de gisements uranifères ; *4* – chlorites 14Å accompagnant les minéralisations

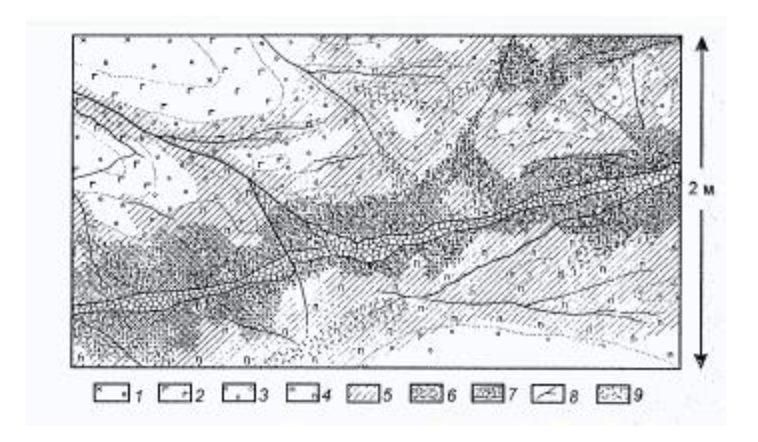


Fig. 20.4. Schéma structural de l'auréole de bérésitisation à proximité de la zone métallifère du gisement uranifère d'Ichimskoe, Kazakhstan, relevé sur une paroi de galerie, d'après B.I. Omelyanenko [Zharikov & Omelyanenko, 1965]

1 – diorite porphyrique inaltérée ; *2* – diorite porphyrique faiblement bérésitisée (albite, carbonate, chlorite, quartz, séricite, pyrite) ; *3* – diorite bérésitisée (carbonate, albite, quartz, séricite, pyrite) ; *4* – diorite fortement bérésitisée (séricite, carbonate, quartz, pyrite) ; *5* – roches fortement pyritisées ; *6* – plages de développement de veinules et disséminations minéralisées en uranium ; *7* – plages de bréchification ; *8* – dérangements ; *9* - zones de fissuration

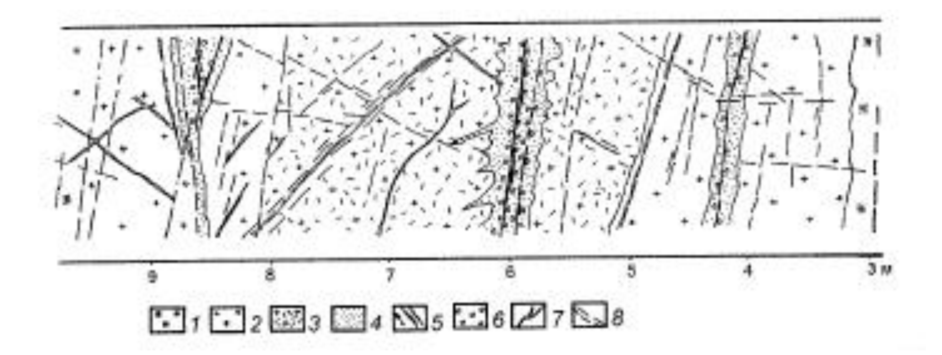


Fig. 20.5. Allure du développement de métasomatites à hydromicas et de formations à albite associées aux gîtes métallifères des granites du gisement uranifère de Streltsovskoïé (Transbaïkalie orientale) (d'après V.A. Golovin)

1 – granite à biotite à grains gros à moyens ; *2* – granites faiblement à modérément altérés composé de Qtz+Kfs+Ab+H-mic+Ank+Hem (Ls) et Qtz+Kfs+H-mic+Ank+Hem ; *3* - granite fortement altéré Qtz+H-mic+Ank ou Qtz+H-mic ; *4* – albite métasomatique filonienne ; *5* – minéralisation à uranium ; *6* – endroits où s'est développée une hématitisation associée à la minéralisation ; *7* – veinules de quartz sous forme de calcédoine ; *8* - dislocations, zones de fissuration

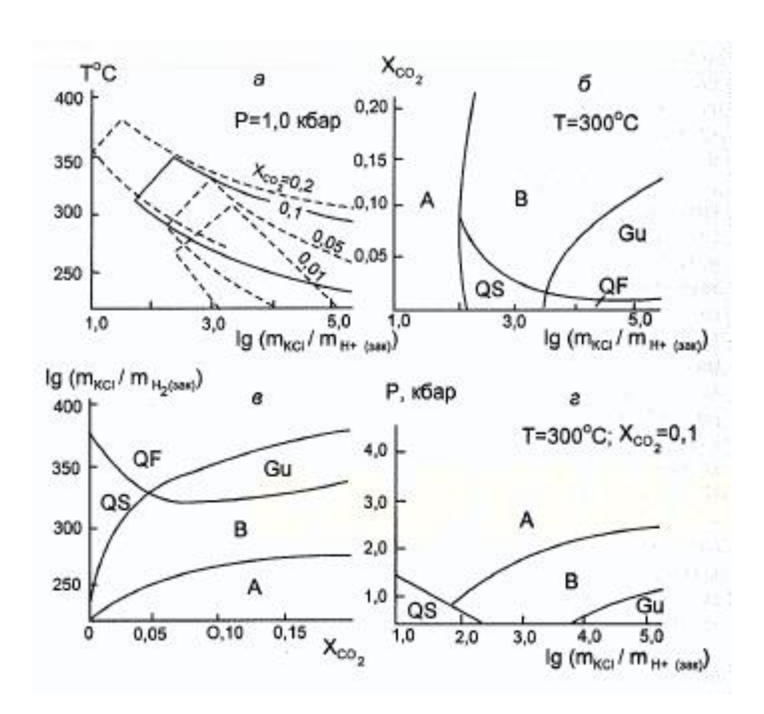


Fig. 20.6. Conditions aux limites de formation des bérésites (B) par rapport aux gumbéites (Gu), argilisites (A), métasomatites à quartz-séricite (QS) et à quartz-feldspath potassique (QF) en fonction de : *a* – $T - lg(m_{KCl}/m_{H+(ref)})$, *b* – $X_{CO_2} - lg(m_{KCl}/m_{H+(ref)})$, *c* - $T - lg(m_{KCl}/m_{H+(ref)})$, *d* – $P - lg(m_{KCl}/m_{H+(ref)})$, ref – composition de la solution après refroidissement [Shapovalov & Zaraisky, 1978 ; Zaraisky, 1989]

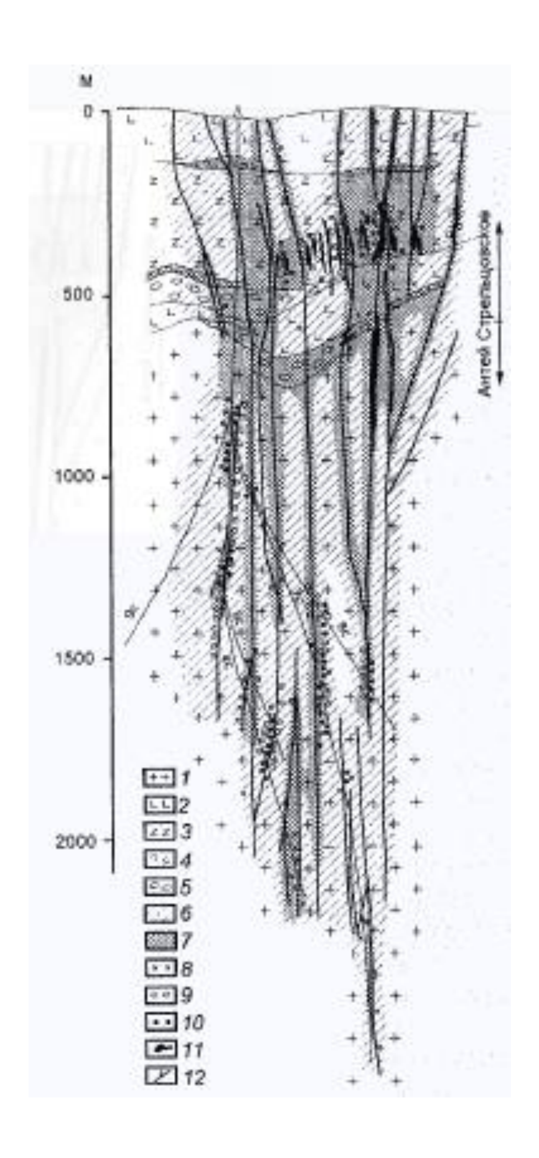


Fig. 20.7. Auréoles de l'extension des altérites périmétallifères du gisement d'uranium de Streltsovskoe (d'après les matériaux de L.P. Ishchukova, A.G. Evstratov et nos propres données)

1 – granitoïdes ; *2* – basaltes, basaltes andésitiques ; *3* – trachydacites ; *4* – tufs ; *5* - conglomérats, grès grossiers, grès ; *6* – zones de faibles hydromicatisation et bérésitisation ; *7* – zones d'intenses hydromicatisation et bérésitisation ; *8* – secteurs de développement de chlorites et berthiérines accompagnant la minéralisation ; *9* – albitisation accompagnant la minéralisation ; *10* – secteurs de développement de minéralisation disséminée d'uranium ; *11* – corps de minerai ; *12* – dislocations cassantes. La séricite et la chlorite 14Å commencent à prédominer à partir d'une profondeur de 1600–1800 m

Chapitre 21

LES MÉTASOMATITES ALCALINES

Les traits essentiels de la métasomatose alcaline sont : augmentation de la teneur de la roche en alcalis ; développement de minéraux se formant dans des conditions d'activité élevée des alcalis ; apport de constituants prenant le pas sur le départ de constituants ; diminution de la porosité et de la perméabilité des roches. Dans le processus de métasomatose alcaline l'alumine des roches encaissantes participe à la constitution de feldspaths, rarement de néphéline, de zéolites, de leucite. On ne considère ici que les métasomatites les plus répandues dans lesquelles le minéral aluminifère est représenté par un feldspath. Il apparaît que le critère minéralogique de la métasomatose alcaline est le remplacement du quartz par l'albite et (ou) par un feldspath potassique, mais également par une amphibole alcaline et (ou) l'aegyrine. Il convient de noter que la formation des minéraux qui viennent d'être cités en présence de quartz stable témoigne seulement de la teneur élevée des solutions en alcalins, mais ne prétend pas être une preuve du caractère alcalin de celles-ci. On distingue deux groupes de familles de métasomatites alcalines : les métasomatites sodiques et les métasomatites potassiques. En ce qui concerne leur extension dans la nature, les métasomatites sodiques l'emportent largement sur les métasomatites potassiques. On distingue comme type de transition une famille de métasomatites sodico-potassiques (à deux feldspaths).

La particularité majeure des métasomatites sodiques réside dans le large développement de l'albite au sein de celles-ci. Sous ce rapport, il n'est pas rare qu'on décrive sous l'appellation "d'albitites" les métasomatites sodiques de familles distinctes. Ce terme déborde incontestablement de la notion de famille et ne permet pas, sans indications typomorphes additionnelles, de déterminer à quelle famille appartient une métasomatite.

Du point de vue température de formation, les métasomatites sodiques se subdivisent en métasomatites de température moyenne et métasomatites de basse température. Les premières se caractérisent par un développement, à côté

de l'albite, d'aegyrine, d'amphiboles alcalines, micas, épidote ; les secondes, par un développement de carbonate et de chlorite.

La famille des métasomatites sodiques de température moyenne est représentée par trois types : granites albitisés, métasomatites sodiques des zones de contact des massifs de syénites néphéliniques et métasomatites sodiques des zones de fractures du socle précambrien.

Les métasomatites sodiques de basse température sont représentées par des formations d'acéites.

21.1. Famille des granites albitisés

Définition. L'albitisation est l'un des processus d'altération postmagmatique des granitoïdes le plus largement répandus. Dans la toute grande majorité des cas, elle est relativement peu développée et se manifeste par la perthitisation du feldspath potassique avec formation d'albite en échiquier et en franges. Une albitisation à large échelle avec formation d'albitites métallifères ne se manifeste qu'en liaison avec des intrusions se rapportant aux phases les plus tardives des complexes à granitoïdes. De l'avis de P.V. Koval [1975] qui a généralisé les éléments relatifs à un grand nombre de massifs de granites albitisés, leur proportion ne constitue pas plus de 1 % de la surface générale occupée par les granitoïdes du complexe correspondant. Par conséquent, il convient de considérer la grande accumulation de sodium dans les solutions résiduelles comme une particularité des processus postmagmatiques, conditionnée par la composition spécifique d'un magma hautement différencié.

Le terme de *granites albitisés*, au sens donné à cette sous-famille, a été employé par P.V. Koval [1975] et est, à notre avis, des plus heureux. Dans beaucoup de publications, des granites albitisés ont été décrits sous l'appellation "apogranites". Ce terme a été proposé par A.A. Beus pour des granites essentiellement altérés par des processus postmagmatiques dans lesquels, outre une métasomatose sodique, il n'est pas rare d'avoir également à faire à une feldspathisation potassique et une greisénification. Ainsi, le terme "apogranite" recouvre des métasomatites correspondant à trois familles métasomatiques qui souvent sont juxtaposées dans l'espace. Le terme "apogranite" n'apporte aucune espèce d'information sur le rôle relatif des différents processus et l'intensité de l'altération métasomatique. On désigne également les granites albitisés sous les appellations d'albitites, granites à métaux rares, granites à lithium et fluor, etc. L'indice caractérisant le plus les granites albitisés est le développement d'une grande quantité d'albite tabulaire et baculaire se substituant au microcline et au

quartz. On donnera ci-dessous les particularités essentielles relatives à la sous-famille des granites albitisés.

Contexte géologique. De l'avis de A.A. Beus [1968] les granites albitisés se forment à toutes les étapes de développement de l'écorce terrestre. L'analyse d'occurrences concrètes de métasomatites de cette famille montre pourtant que celles-ci, tout comme les greisens, sont typiquement d'âge phanérozoïque. Les granites albitisés se rencontrent soit dans les régions de plissement terminal, soit dans l'étendue des plates-formes et massifs intermédiaires. Nombre de massifs sont liés à des processus de réactivation de structures anciennes. Les secteurs de développement des granites albitisés sont caractérisés par la manifestation intensive d'un magmatisme de type granitoïde avec prédominance de granites du type géochimique standard. Les corps de granites albitisés sont représentés par des intrusions fissurales typiques s'étant formées dans des conditions de profondeur modérée et de faible profondeur. L'albitisation se superpose à des dykes de porphyres granitiques recoupant les granites-mères. Ces derniers étaient, par conséquent, entièrement cristallisés au début de l'albitisation.

La structure des zones de métasomatose sodique suivant la verticale est conditionnée par la tendance générale à l'accroissement de l'intensité de l'albitisation du bas vers le haut. C'est seulement dans les parties apicales des intrusifs qu'une albitisation intense est typique, mais elle s'étend en profondeur sur les premières centaines de mètres. Le contrôle des albitites par les zones fissurales se manifeste toujours plus nettement avec la profondeur et ce, à toute échelle, depuis le contrôle qu'exercent les zones tectoniques de secteurs d'albitisation puissants et étendus jusqu'à la formation d'albite qui a lieu le long de certaines fissures et microfissures. L'épaisseur des corps d'albitites est d'ordinaire peu importante et atteint rarement quelques centaines de mètres. Une albitisation de faible degré présentant une extension locale affecte des volumes importants de granites. Il n'y a pas de doute que l'albitisation se rapporte à une stade alcalin précoce du processus postmagmatique. Avec le temps elle fait place à une greisénisation locale et ensuite au développement d'une la greisénisation périfissurale [Grabejev, 1981].

Particularités de la composition minéralogique et chimique. La coexistence dans l'espace des processus de feldspathisation potassique, d'albitisation et de greisénisation ne permet souvent pas de tracer une limite exacte entre transformations minéralogiques et chimiques liées aux différents stades du processus postmagmatique. Cette circonstance complique considérablement la reconstitution des colonnes métasomatiques. La masse principale des granites albitisés est représentée par des associations des zones externes de la colonne, constituées d'albite, quartz, microcline et mica auxquels s'ajoute la fluorite, mais

également divers minéraux accessoires. On note dans les roches un remplacement partiel du microcline et du plagioclase magmatique par de l'albite tabulaire et baculaire. Un nombre considérable d'analyses chimiques publiées dans la littérature rend compte de cette variété. Les différences de composition chimique des métasomatites et des granites de départ sont peu importantes. La teneur en Na_2O croît jusqu'à 1–2,5 %, tandis que la teneur en K_2O tombe à 0,5–1,5 %. Les variations dans les teneurs des autres constituants sont peu importantes et peuvent n'être pas seulement liées à la métasomatose sodique. L'inaccomplissement des réactions d'albitisation du feldspath potassique s'explique par la teneur relativement élevée de celui-ci dans les granites. Il s'ensuit que le rapport des activités du sodium et du potassium dans les solutions a été maintenu à un niveau correspondant à la stabilité de l'association à deux feldspaths. Le remplacement intégral du feldspath potassique par l'albite ne s'est accompli que dans des zones relativement étroites où la circulation des solutions postmagmatiques est la plus intense. Dans les produits finaux de la métasomatose intensive, c'est l'albite qui est le minéral maître. La seconde place après l'albite est le plus souvent occupée par le mica. En fonction de la composition des micas, P.V. Koval [1975] a distingué parmi les granites albitisés les types à muscovite, à muscovite-lépidolite, à lépidolite-biotite, à amblygonite-lépidolite, à zinnwaldite, à muscovite-protolithionite. A.I. Grabezhev [1981] a décrit des métasomatites à microcline-albite comportant une quantité nettement subordonnée de muscovite. Dans celles-ci le quartz n'est pas seulement remplacé par de l'albite, mais également par du microcline. A.A. Beus et N.E. Zalashkova ont décrit des albitites quartzeuses, composées de fines tablettes d'albite et de quartz. Les proportions respectives de ces minéraux couvrent un éventail allant de valeurs proches de celles qui existent dans le granite à un rapport où l'albite prédomine nettement sur le quartz.

On observe très rarement un remplacement intégral du quartz par l'albite. Dans ce cas, il se forme des albitites monominérales saccharoïdes. Dans les granites albitisés il y a d'ordinaire présence de fluorite dont la teneur varie dans de très larges limites. Dans de nombreux cas on rencontre de la topaze. La formation de ce minéral dans des conditions d'alcalinité élevée paraît peu vraisemblable et il prend apparemment naissance au cours d'un stade d'acidité croissante.

Les données des analyses chimiques confirment que l'albitisation des granites est accompagnée d'un apport de sodium et d'alumine et d'un départ de silice et de potassium (tableau 21.1).

Tableau 21.1. **Composition chimique de granites de départ et de granites albitisés en % en masse [Koval, 1975]**

Constituants	Granite				Albitite
	A deux micas	à musco-vite	Granites albitisé		
			Modérément	Fortement	
SiO_2	74,24	78,83	75,87	71,90	69,27
TiO_2	0,20	0,16	0,08	0,03	0,00
Al_2O_3	13,27	13,16	12,74	15,74	17,33
Fe_2O_3	0,55	0,93	0,38	0,57	1,36
FeO	1,04	0,88	0,72	0,38	0,54
MnO	0,03	0,05	0,13	0,05	0,11
MgO	0,10	0,28	0,22	0,13	0,12
CaO	0,87	0,99,	0,55	0,49	0,55
Na_2O	4,01	3,31	4,73	6,50	9,69
K_2O	5,07	4,69	4,07	3,29	0,30
Rb_2O	-	-	0,08	0,11	0,01
Li_2O	-	-	0,01	0,01	-
P_2O_5	0,09	0,05	0,04	0,03	0,03
Perte au feu	0,50	0,71	0,50	0,56	0,41
F	0,13	0,15	0,11	0,05	0,04

La zonalité métasomatique horizontale se manifeste de façon peu nette. Les colonnes métasomatiques citées ci-dessus par les différents auteurs caractérisent plus une tendance du processus qu'une zonalité ayant réellement fait l'objet d'une documentation. Les types de colonnes suivants sont ceux qui correspondent le plus à la réalité :

I. 0) Quartz + microcline + oligoclase + biotite ; 1) quartz + microcline + albite + muscovite ; 2) quartz + albite + muscovite ; 3) albite + muscovite ;

II. 0) Quartz + microcline + oligoclase + biotite ; 1) quartz + microcline + albite + muscovite ; 2) quartz + albite + muscovite ; 3) albite + quartz ; 4) albite ;

III. 0) Quartz + microcline + oligoclase + biotite ; 1) quartz + microcline + albite + muscovite ; 2) microcrocline + albite ; 3) albite.

Les faciès mentionnés des granites albitisés se forment dans des conditions d'activité très élevée du sodium. Ceux-ci se signalent par le développement d'aegyrine et d'amphiboles sodiques et parfois d'astrophyllite.

Spécificité métallogénique et géochimique. Aux granites albitisés sont liées des concentrations exploitables de béryllium, tantale, niobium, lithium, zirconium, terres rares, tungstène et étain. Les minéraux métallifères caractéristiques sont béryl, euxinite, struvérite, bertrandite, phénacite, columbite,

microlite, pyrochlore, fergusonite, zircon, wolframite, cassitérite, etc. Le trait géochimique le plus net des granites albitisés réside dans l'accumulation au sein de ceux-ci de fluor et d'éléments radioactifs et dans la forte proportion de sodium et potassium. Les zones recelant des concentrations élevées en niobium, tantale et zirconium se repèrent de façon assez précise grâce à des détecteurs de radioactivité, étant donné que la teneur de celles-ci en uranium et thorium atteint des centièmes de pour cent en masse. Malgré l'existence d'un grand nombre d'anomalies radioactives, il n'a pas été établi qu'il y a dans les granites albitisés des accumulations exploitables d'uranium et de thorium. Le processus d'albitisation entraîne également l'accumulation de hafnium, rubidium, césium, bore et phosphore. La concentration de ces éléments dans les métasomatites est d'à peu près un ordre de grandeur supérieur à celle qui existe dans les granites non affectés. Il a été établi que les concentrations maximales en éléments cités ci-dessus sont typiques des métasomatites dont la composition répond aux zones intermédiaires de la colonne. Elles sont composées d'albite, de quartz, de microcline et de mica. Dans les albitites la teneur en éléments rares diminue. Le fait que le maximum de la minéralisation métallique se rencontre dans une zone bien déterminée de la colonne témoigne du synchronisme des processus d'albitisation et de minéralisation. La cause donnant lieu au dépôt métallique réside apparemment dans la neutralisation des solutions alcalines lors de leur interaction avec les granites.

Conditions de formation. Une analyse approfondie des données thermométriques montre que les valeurs de température d'albitisation les plus probables se situent dans une fourchette de 520–460° C. La pression répond à des conditions de profondeur de l'ordre de 1,5–2,5 km [Koval, 1975]. Les résultats de l'étude des inclusions gazeuses et liquides associée à l'inventaire des données pétrographiques et expérimentales montrent que l'albitisation a lieu sous l'action de solutions sodiques hydrocarbonatées avec une minéralisation d'ensemble de 10–15 % en masse. La teneur en dioxyde de carbone est de plusieurs dizaines de grammes par litre. Parmi les cations, il y a une nette prédominance du sodium, parmi les anions, des acides carbonique, chlorhydrique, fluorhydrique et silicique. Il est hors de doute que l'alcalinité élevée des solutions est déterminée par leur composition sodée. Par ailleurs, un trait typique des solutions entraînant l'albitisation réside dans leur concentration élevée en fluor dont les combinaisons complexes jouent un rôle primordial dans le transport des éléments.

21.2. Famille des métasomatites sodiques des zones de contact des massifs de syénites néphéliniques

Les processus postmagmatiques liés aux intrusions de syénites néphéliniques sont largement représentés. La succession de ceux-ci dans le temps a lieu dans l'ordre suivant : feldspathisation potassique ; albitisation ; métasomatose de basse température (liebenéritisation, sodalitisation, zéolitisation, carbonatisation). En ce qui concerne l'échelle et l'intensité de ces manifestations, la place dominante revient à l'albitisation à laquelle est liée une accumulation de nombreux éléments précieux. Les produits finaux de l'albitisation sont dans la littérature désignés par le terme d'albitites. La transformation d'une syénite néphélinique en albitite est accompagnée d'un apport en silice, l'albitisation pouvant donc être considérée comme un stade acide par rapport aux syénites néphéliniques. L'albitisation occupe la même situation par rapport aux roches-mères que la greisénisation par rapport aux granites. Par ailleurs, l'interaction des roches quartzifères encaissantes et des solutions donnant lieu à l'albitisation est accompagnée d'un apport en sodium, d'un départ de silice et d'un remplacement intégral du quartz par l'albite et d'autres minéraux dont la formation a lieu dans des conditions d'alcalinité élevée. C'est pourquoi, par rapport aux roches quartzifères encaissantes, l'albitisation s'avère être une manifestation typique de la métasomatose alcaline.

Le **contexte géologique** des métasomatites sodiques est déterminé par le lien spatial et génétique étroit qu'ont celles-ci avec les massifs de syénites néphéliniques. La formation de ces dernières a eu lieu au cours de différents régimes géodynamiques [Andreeva *et al.*, 1984]. Une condition nécessaire de l'apparition d'un magmatisme alcalin est la déstructuration de l'écorce terrestre consolidée tant dans les régions de plates-formes que dans les zones plissées. De telles conditions ont pris naissance à toutes les étapes de l'évolution géologique de l'écorce terrestre approximativement au cours des 2,7 derniers milliards d'années. Les structures qui favorisent les plus le développement de roches alcalines sont les structures d'activation tectonomagmatique profonde.

Les processus d'albitisation se manifestent principalement dans la zone proche du contact avec des massifs de syénites néphéliniques et large de quelques centaines de mètres, incluant la zone d'exocontact, les apophyses et dykes, mais également les roches qui les encaissent. L'albitisation la plus intense se manifeste dans les zones de contact caractérisées par la présence d'accidents

cassants et autres éléments structuraux contrôlant la circulation des solutions responsables de l'albitisation. A ces accidents sont liés des corps linéaires de métasomatites caractérisés par une zonalité tout à fait perceptible.

Particularités de la composition minéralogique et chimique. La particularité générale des syénites néphéliniques albitisées réside dans le développement de fines lamelles d'albite (cleavelandite). La teneur de la molécule d'anorthite dans l'albite métasomatique n'excède pas 5 %. La dimension des cristaux de celle-ci (0,2–0,3 mm) ne dépend pas de la dimension des minéraux de départ, les albites saccharoïdes se formant aussi bien aux dépens des variétés à fins cristaux qu'aux dépens des variétés pegmatoïdes des syénites néphéliniques. Parmi les reliques que contiennent les albitites, c'est le plus souvent la néphéline qui y est représentée. Le remplacement de celle-ci par de l'albite se fait par l'intermédiaire d'une augmentation graduelle de la quantité d'inclusions de cleavelandite à orientation désordonnée. Les roches qu'on a signalées dans le massif alcalin d'Oktiabrskoe sous l'appellation de marioupolite représentent des roches essentiellement albitiques avec aegyrine et reliques de néphéline. On peut, sur base des quantités d'albite saccharoïde et de néphéline, estimer l'intensité du processus de métasomatisation. Dans les produits finaux de l'albitisation la teneur en albite atteint 95–97 % du volume des métasomatites.

C'est l'aegyrine qui s'avère être le minéral foncé le plus typique des syénites néphéliniques albitisées. La quantité de celle-ci est directement proportionnelle à la teneur en lépidomélane et autres minéraux ferrifères au sein des roches de départ. Dans la plupart des cas l'aegyrine se présente sous forme de cristaux allongés, à orientation désordonnée, d'une dimension allant d'une fraction de mm jusque 5 mm, se répartissant très inégalement au sein des albitites. On rencontre des agrégats rayonnants de gros cristaux ("soleils d'aegyrine"). La teneur de la molécule d'acmite ($NaFe^{+}Si_2O_6$) dans l'aegyrine métasomatique est toujours supérieure à 70 %. C'est en cela qu'elle se distingue des pyroxènes magmatiques qui sont habituellement représentés par des aegyrines-augites.

Parfois, au lieu d'aegyrine il y a dans les albitites présence d'un mica foncé. Les albitites micacées sont particulièrement répandues dans les massifs alcalins du bombement de l'Oural oriental. D'après E.M. Eskova [1976], le mica provenant des albitites se distingue du mica magmatique par une moindre teneur en fer (ce qui témoigne de la diminution d'alcalinité du processus) et, dans la plupart des cas, il est représenté par la ferriphlogopite. Sa teneur dans les albitites n'excède d'ordinaire pas 5 %. Une particularité typique des albitites micacées réside dans la large contribution du microcline dans leur composition. Ce dernier forme de fins noyaux isométriques de dimension comparable à celle de l'albite. On a signalé des albites renfermant jusqu'à 30 % de microcline. Bien que dans les

produits finaux de l'albitisation l'albite prédomine toujours par rapport au microcline, le remplacement intégral de celui-ci par l'albite est très rarement observé.

Dans nombre de cas il se superpose aux albitites une minéralisation de stades plus tardifs du processus postmagmatique. Les minéraux tardifs sont représentés par la liebenérite, la calcite, les zéolites, la fluorite. A la calcitisation est parfois liée une recristallisation collective de minéraux accessoires, en particulier, de zircon.

Les albitites sont également les produits finaux de la métasomatose sodique dans les zones d'exocontact des massifs de syénites néphéliniques. Le minéral foncé prédominant est l'aegyrine, plus rarement la ferriphlogopite. A l'exocontact du massif de Djilisouïskoïé (chaîne de l'Alaï) on rencontre des albitites à astrophyllite s'étant formées aux dépens d'aleurolites fénitisées. Cette dernière forme des agrégats étoilés de cristaux dorés d'une dimension atteignant 2 cm de diamètre dont la proportion atteint 15 % au sein des albitites. La composition de l'astrophyllite répond à la formule : $(K_{0,82}N_{0,64}Ca_{0,15}Mn_{0,39})$ $(Mn_{0,29}Mg_{0,16}Fe^{++}_{2,12}Fe^{+++}_{0,07}Al_{0,37})_{3,01}$ $[Ti_{0,78}Nb_{0,07}Fe^{+++}_{0,15}]$ $[Si_{3,73}Al_{0,27}]$ $[OH_{1,78}Fe_{0,22}]_2$ $[OH_{1,37}O_{12,63}]_{14}$. Les hétérogénéités de composition et de structure des roches de départ se retrouvent clairement dans les métasomatites en ce qui concerne les modalités de répartition des minéraux foncés. A côté de l'albite, on rencontre souvent dans les albitites du microcline en quantités subordonnées. Dans les zones de transition entre roches encaissantes et albitites, il est tout à fait habituel de trouver l'amphibole alcaline (arfvedsonite), mais également des minéraux à l'état de reliques.

Il n'est pas rare qu'une métasomatose sodique se superpose aux roches encaissantes ayant subi une cornéification et une fénitisation, qui exercent une influence déterminante sur la composition et la structure des métasomatites.

L'albitisation des syénites néphéliniques est accompagnée d'un apport en silice et d'un départ d'alumine, de potassium, de calcium et de fer (tableau 21.2). La teneur en sodium ne change pas essentiellement. Lors de l'albitisation de roches quartzifères il y a départ de silice et apport d'alumine et sodium.

La **zonalité métasomatique horizontale** n'est dans les syénites néphéliniques pas nettement exprimée. Le gros du volume de roches albitisées est composé de variétés de transition dans lesquelles il existe des reliques de néphéline plus ou moins enclavées dans l'albite. Les albitites dans lesquelles la néphéli-

Tableau 21.2. **Modification de la composition chimique de syénites néphéliniques du massif de Djilisouïskoïé et des schistes silteux au cours de leur albitisation en % en masse**

Consti tuants	1	2	3	4	5	6
SiO_2	55,44	58,00	66,00	78,09	67,43	65,56
TiO_2	0,38	0,20	0,07	0,62	0,69	0,65
Al_2O_3	22,47	21,74	21,06	8,13	11,63	17,07
Fe_2O_3	1,39	3,31	0,47	0,47	2,61	2,21
FeO	1,35	0,62	0,08	3,09	1,33	1,07
MnO	0,11	0,05	0,01	0,05	0,38	0,65
MgO	0,22	0,25	0,02	1,70	1,63	0,70
CaO	1,37	0,70	0,46	3,36	3,85	0,70
Na_2O	9,57	10,84	10,31	1,08	6,88	8,18
K_2O	5,37	3,05	0,33	1,46	1,12	1,95
H_2O^-	0,05	-	0,25	-	-	-
H_2O^+	0,49	0,08	-	0,04	0,04	0,16
perte au feu	2,00	1,17	0,55	1,19	2,71	0,55
P_2O_5	0,10	0,02	0,03	0,25	0,10	0,08
Nb_2O_5	n.d.	n.d.	0,16	n.d.	n.d.	n.d.
Ta_2O_5	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100,31	100,03	99,82	99,53	100,40	100,63

1 – syénite néphélinique ; *2* – syénite néphélinique albitisée ; *3* – albitite dans la syénite néphélinique ; *4* – schiste silteux ; *5* – cornéenne albitisée dans le schiste silteux ; *6* - albitite dans le schiste silteux. n.d. – élément non déterminé ; tiret – teneur de l'élément inférieure à la limite de détection

ne n'a pas été conservée ne constituent pas plus de 10 % du volume total des corps métasomatiques. L'étude de lames minces prélevées le long de profils transversaux par rapport à la direction des corps métasomatiques permet d'ébaucher le schéma structural suivant de la colonne : syénite néphélinique inaltérée → néphéline + microcline + albite + biotite → néphéline + microcline + albite + aegyrine → albite + néphéline + aegyrine → albite + aegyrine → albite. Les minéraux métalliques pyrochlore et zircon se rapportent rigoureusement aux zones composées d'albite-aegyrine et d'albite.

La zonalité apparaît avec beaucoup plus de contraste dans la zone d'exocontact. Les limites entre zones sont nettes et se déterminent aisément au cours de la collecte de faits de terrain. La composition des zones externes et intermédiaires dépend fortement de la composition des roches de départ. Le processus d'albitisation est souvent précédé

d'une cornéification le long des contacts et d'une fénitisation ; de plus, on ne réussit pas toujours à évaluer la contribution de chacun de ces processus dans la composition finale et la structure de la métasomatite. On donne ci-dessous, à titre d'exemple, une colonne métasomatique prenant naissance aux dépens d'un schiste silteux ayant subi une cornéification : quartz + chlorite + biotite + séricite + calcite → quartz + actinolite + biotite + albite + calcite → quartz + albite + arfvedsonite + microcline + calcite → quartz + albite + arfvedsonite + microcline → albite + arfvedsonite + microcline → albite + aegyrine + microcline → albite + aegyrine → albite. La relation existant entre les minéraux métallifères et des zones données des métasomatites de la zone d'exocontact y apparaît de façon très nette. Ainsi, la thorite associée à la fluorite, ayant l'aspect de menus grains bipyramidaux (de quelques dixièmes et centièmes de mm), se forme dans les zones de stabilité du quartz avec l'arfvedsonite et l'albite. Dans la zone à quartz-albite-arfvedsonite-microcline la teneur en thorite atteint un maximum et dans la zone suivante à albite-arfvedsonite-microcline on en note la recristallisation collective sur fond de remplacement par d'autres minéraux. Ici, la thorite forme des cristaux prismatiques à terminaisons pyramidales d'une dimension allant atteignant 5 mm. La thorite renferme une grande quantité d'inclusions d'albite, de microcline, d'arfvedsonite et de fluorite. Dans la zone à albite-aegyrine-microcline, il se forme, à côté de grains prismatiques de thorite, de la thorite xénomorphe de grandes dimensions (grains atteignant 1 cm). La quantité d'inclusions que comporte la thorite augmente d'une façon telle (jusqu'à 95 %) que nous avons essentiellement à faire au sein de la thorite à des pseudomorphoses des minéraux constitutifs des roches. La thorite elle-même forme comme un squelette conditionnant la forme générale propre à la thorite de ségrégation. Dans la zone à albite-aegyrine-microcline la thorite est intégralement remplacée par les minéraux constitutifs des roches. Il subsiste à l'endroit du grain de thorite une tache brun-roux permettant de reconnaître les contours primitifs de ce minéral. La colonne métasomatique présente ainsi une néoformation de thorite dans les zones externes, une recristallisation de celle-ci avec formation de formes squelettiques dans les zones intermédiaires et son remplacement intégral dans les zones internes. Il est évident que la

thorite est indissolublement liée au processus de formation de la colonne métasomatique, occupant dans celle-ci une position clairement définie. Le pyrochlore forme des granules de dimension ténue (de centièmes de mm) ; il est caractérisé par une forme octaédrique régulière et se rencontre sous forme de phénocristaux inégaux et d'agrégats groupés. On l'observe exclusivement dans les zones internes des corps métasomatiques composés essentiellement d'albite et d'albite-aegyrine, indépendamment de la composition primitive des roches. Le zircon se comporte de façon similaire au pyrochlore. Il convient de souligner que les métasomatites décrites constituent un rare exemple de la contemporanéité des processus d'altération métasomatique des roches et de dépôt de gisements métallifères.

Spécificité métallogénique et géochimique. Le type dominant de minéralisation qui se concentre dans les albitites est la minéralisation à pyrochlore-zircon. La thorite ($ThSiO_4$) se forme seulement lors de l'albitisation de roches enrichies en acide silicique, ceci étant un trait distinctif des seules métasomatites de zones d'exocontact des massifs de syénites néphéliniques. La thorite, le pyrochlore et autres minéraux renferment accessoirement de l'uranium sous forme isomorphe. Les minéraux d'uranium ne sont, à proprement parler, pas typiques des métasomatites. Dans le cas d'une augmentation de la concentration en uranium il se forme de l'uranothorite, bétafite, cyrtolite et autres minéraux uranifères. Parmi les minéraux des terres rares, les minéraux typiques des albitites sont la monazite, l'orthite, l'aeschynite, la chevkynite. E.M. Eskova [1976] a donné une liste étendue de beaucoup d'autres minéraux à concentration élevée en métaux rares et terres rares.

La spécificité géochimique des métasomatites est déterminée par la température élevée, le caractère alcalin des solutions et l'activité élevée du sodium. Tout comme pour la formation des métasomatites sodiques d'autres types génétiques, de telles conditions favorisent également la migration du titane, du silicium, du phosphore, du zirconium, du thorium, du niobium, du tantale et des terres rares.

Conditions de formation. A en juger sur base de certaines informations, les conditions de température de l'albitisation répondent à une fourchette de 500-400° C. La forme ferrique du fer des albitites (présence d'aegyrine) témoigne bien plus de l'alcalinité élevée des solutions que du potentiel élevé d'oxydo-réduction. La large distribution des syénites néphéliniques albitisées

contenant des reliques de néphéline (marioupolites) montre que le processus de remaniement des roches de la zone d'endocontact est principalement freiné par la réaction de remplacement de la néphéline par l'albite. Ceci est lié au fait que le remplacement intégral de la néphéline par l'albite peut avoir lieu lorsqu'il y a départ d'alumine ou, en cas de comportement inerte de l'alumine, lorsqu'il y a augmentation du volume des métasomatites par rapport à celui des roches de départ. La réalisation de ces conditions dans la nature est problématique. La conversion de syénites néphéliniques en albitites se fait principalement pour des dykes et apophyses relativement minces. La transformation des roches quartzifères encaissantes en albitites s'accomplit à large échelle. On observe, en outre, une zonalité métasomatique nettement marquée, les albitites jouant le rôle principal dans le volume global du corps métasomatique. Ce sont les albitites de la zone d'exocontact qui, au point de vue de la teneur en métaux, sont les plus productives.

21.3. Les acéites, une famille de métasomatites sodiques de basse température

Définition. C'est dans le gisement d'uranium d'Ace de la région de Beaverlodge Lake au Canada qu'on a mentionné pour la première fois une albitisation périmétallifère de grande étendue, accompagnée d'une formation de chlorite, carbonate et hématite [Dawson, 1951]. Depuis lors ce processus a été étudié en détail dans les gisements d'uranium du Kazakhstan [Omelyanenko, 1970 ; Omelyanenko & Lisitsyna, 1974] où il s'est avéré que les roches albitisées de ce type représentent une famille spécifique de métasomatites périmétallifères. On appelle acéites des roches métasomatiques recelant une minéralisation d'uranium et composées d'albite, carbonate, hématite et chlorite.

Contexte géologique. L'acéitisation affecte différentes roches : granites, grès, calcaires, basaltes, gabbros, etc., dans des zones charnières de bassins emplis de roches sédimentaires et affectées de soulèvements. Dans le nord du Kazakhstan où existe une acéitisation périmétallifère de grande extension dans des gisements d'uranium, ce processus, lié à des zones de fracture, affecte des roches intrusives ainsi que leurs encaissants sédimentaires. Dans le gisement de Manybaïskoïé l'acéitisation s'observe sur quelques kilomètres et sur une profondeur de 1 km le long de la zone de la Grande Faille Nord-Est et du système de dislocations mineures qui s'y greffe. L'auréole métasomatique atteint une puissance de quelques centaines de mètres. La Grande Faille NE partage cette auréole en deux parties : dans la partie orientale le métasomatisme est superposé aux roches

sédimentaires du bassin du Koktchetavsk oriental et dans la partie occidentale aux diorites quartziques du massif d'Aksouïsk.

Le degré de modification des roches est hétérogène et dépend de l'intensité de leur fracturation.

Composition minérale, faciès et zonalité des acéites. Le minéral principal des acéites est l'albite ; les carbonates et l'hématite sont les accessoires habituels ; il y a souvent présence de chlorite et de quartz à titre de produits intermédiaires. Dans les roches riches en calcium, un rôle important est joué par la fluorapatite uranifère jusqu'à former des métasomatites uranifères à apatite dans les calcaires [Omelyanenko *et al*., 1974]. Un trait caractéristique est l'instabilité du quartz au cours de l'acéitisation, celui-ci étant remplacé par l'albite. Suivant les variations de la composition minérale qui sont principalement déterminées par la composition des roches encaissantes, on distingue les faciès suivants des acéites : faciès à quartz-albite, à calcite-albite, à chlorite-

Tableau 21.3.. **Modification de la composition chimique des grès quartzeux rouges dans le processus d'acéitisation, en % en poids**

Constituants	Grès inaltérés	Grès quartzeux acéitisés				
SiO_2	77,08	73,62	76,02	74,22	57,00	42,30
TiO_2	0,18	0,20	0,14	0,20	0,20	0,20
Al_2O_3	12,10	11,35	11,65	11,59	17,89	13,43
Fe_2O_3	1,95	0,74	-	0,52	1,50	8,84
FeO	0,29	0,24	0,58	0,13	0,21	0,30
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	-
MgO	0,04	0,08	0,21	0,05	0,31	-
CaO	0,43	3,42	2,46	2,40	5,01	12,30
Na_2O	4,60	4,50	5,09	6,31	8,37	6,05
K_2O	2,40	2,09	1,59	1,51	1,39	0,57
H_2O^-	-	-	-	0,51	1,92	0,53
H_2O^+	1,20	0,99	1,43	0,56	0,61	1,38
CO_2	-	0,25	-	-	-	0,33
S	-	-	0,02	-	-	0,11
P_2O_5	0,08	1,95	0,94	1,36	3,31	6,67
ZrO_2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,50	6,30
Total	100,36	99,44	100,14	99,37	100,26	99,31

Analyses effectuées par E.F. Kalachnikova au Laboratoire central de chimie de l'Académie des Sciences de l'URSS

albite, à ankérite-albite, à albite-apatite, à apatite-calcite et à apatite.

Dans les roches bérésitisées la zonalité périfilonienne présente d'ordinaire la structure suivante. Dans les granites : 0) granite (quartz, oligoclase, microcline, biotite, magnétite) ; 1) quartz, albite, séricite (dans le microcline), microcline, chlorite, calcite, hématite ; 2) quartz, albite, chlorite, calcite, hématite ; 3) quartz, albite, calcite, hématite ; 4) quartz, albite, hématite (ou albite, calcite, hématite). Dans les diorites on a : 0) diorite (andésine, hornblende, magnétite) ; 1) albite, chlorite, calcite, séricite, hématite ; 2) albite, chlorite, calcite, hématite ; 3) albite, ankérite (ou chlorite), hématite ; 4) albite, hématite. Dans les zones externes et intermédiaires il se forme des minéraux qui disparaissent à mesure de l'augmentation de l'intensité du processus dans les zones internes (séricite, chlorite).

Chimisme du processus d'acéitisation. Lors de l'acéitisation, il y a apport de sodium et d'acide carbonique, dans certains cas, de phosphore, partiellement de calcium. Il y a départ de potassium, de silicium et de magnésium. La tendance à la modification de la composition chimique des roches lors de l'acitisation est illustrée par le tableau 21.3. Le comportement de l'alumine n'est pas clair, bien que, dans l'ensemble, elle soit peu mobile et ne fasse, en règle générale, pas l'objet d'un apport (l'albite ne se forme que dans des roches contenant de l'alumine). Lors du remplacement d'argilites, d'aleurolites et de grès interstratifiés, il y a migration locale d'alumine avec départ de celle-ci des argilites et apport dans les grès. A en juger par les paragenèses minérales qui se forment, l'acéitisation est un processus typiquement alcalin qui est produit par des solutions hydrocarbonatées et sodées en présence d'une activité basse du soufre des sulfures et une activité élevée de l'oxygène. On note une mobilité élevée du titane, du phosphore, du zirconium et du silicium.

Acéitisation et formation d'un dépôt métallifère. Les acéites sont nettement spécifiques de l'uranium. C'est un type rare de métasomatite qui ne se rencontre presque pas sans minéralisation en uranium et ne conduit à des concentrations exploitables économiquement de pratiquement aucun autre métal. Dans certains gisements d'uranium on rencontre des secteurs comportant des minerais de molybdène et de zirconium ; ceux-ci présentent toutefois le caractère de minerais faisant partie du cortège de l'uranium.

L'évolution du processus métasomatique de minéralisation uranifère se reflète dans la succession : acéitisation – apatitisation – carbonatisation – dépôt métallifère avec chloritisation – veines et filons postmétallifères. Une masse d'hématite accompagne le début du stade métallifère et se dépose avec l'association apatite-archinovite dans les zones internes de la colonne d'acéitisation prémétallifère. Dans certains cas l'hématitisation intensive est

accompagnée d'un apport en fer. Il y a eu après cette association dépôt d'ankérite sous forme de filons et d'imprégnation métasomatique. Le stade métallifère s'achève par la formation de microfilonnets et dissémination de pyrite, pechblende, molybdénite et coffinite qui sont accompagnés par de la chlorite "métallifère". Le stade postmétallifère est représenté par de rares veines et filons de quartz, chlorite, baryte, calcite, fluorite et pyrite.

Chapitre 22

LES GUMBÉITES

Définition. Les roches gumbéitisées ont été mises à part par D.S. Korzhinsky [1948] qui les considère comme produits d'un processus métasomatique indépendant ayant eu lieu dans le bassin de la rivière Goumbeïka dans le sud de l'Oural. Il s'agit de l'altération de granodiorites périmétallifères présentant une zonalité latérale nettement marquée. A strictement parler, les roches qu'on appelle gumbéites constituent la zone interne de la colonne de gumbéitisation et se composent dans le cas typique de quartz, d'orthose et de carbonate. On y trouve d'habitude des minéraux métallifères : sulfures et scheelite. Le trait caractéristique de la zone externe des roches gumbéitisées est la présence de phlogopite ou de biotite peu riche en fer. Les massifs intrusifs renfermant des veines de quartz à franges gumbéitisées sont composés de granodiorites alcalines et de variétés passant à des syénites. Au contact d'une série volcanique de porphyrites à diabase, ces intrusions sont transformées en syénodiorites. Les veines de quartz extérieures au massif intrusif sont accompagnées d'une bérésitisation, mais sans qu'il y ait de feldspathisation potassique.

Les gumbéites du gisement de scheelite de la Goumbeïka. Les gumbéites du gisement de scheelite de la Goumbeïka [Spiridonov *et al.*, 1997] ont remplacé des monzonites, des syénodiorites quartziques, des porphyres syénitiques et des serpentinites, mais aussi des cornéennes, des métasomatites à biotite-amphibole et des propylites. L'épaisseur des franges de gumbéite est de 3–10 cm, atteignant parfois 50 cm. Les franges les plus épaisses sont développées dans des roches à biotite-amphibole et des serpentinites.

On distingue deux types de veines de quartz et de gumbéites associées à celles-ci : veines précoces composées de quartz gris foncé à violet auquel s'ajoutent de la biotite, du feldspath potassique et de la molybdoscheelite, avec frange drusiforme à biotite-feldspath potassique dans les salbandes, et veines plus tardives, composées de quartz clair auquel s'ajoutent des carbonates, du feldspath potassique, de la scheelite, plus rarement de la molybdoscheelite, des sulfures, avec frange drusiforme à carbonate-feldspath potassique dans les salbandes. L'ordre dans lequel les veines se sont formées a été établi sur base de

leurs recoupements mutuels. Dans les gumbéites avec zone d'arrière à biotite-feldspath potassique il s'est développé de la molybdoscheelite, tandis que dans les gumbéites avec zone à dolomite-feldspath potassique il s'est développé de la scheelite. Il est possible que la scheelite se soit formée en même temps que les gumbéites habituelles, ou bien qu'elle a remplacé la molybdoscheelite. On peut, en partant de ces relations mutuelles, supposer que les gumbéites habituelles se forment plus tard que les gumbéites dont la zone d'arrière comporte biotite-feldspath potassique-quartz.

La zonalité typique des gumbéites précoces avec zone d'arrière à biotite-orthose (ou microcline) présente l'aspect suivant :

Zone 0. Syénodiorites quartziques inaltérées : hornblende (10–15 %), biotite (5–10 %), microperthite (40–50 %), plagioclase à 20–25 % An (15–20 %), quartz (5–10 %) ; les minéraux accessoires sont titanomagnétite, sphène, apatite.

Zone 1 : biotite (20–30 %), calcite (10–15 %), albite (15–20 %), quartz (jusque 10 %), orthose (microcline) (40–50 %), pyrite, sphène, apatite, parfois monazite. La teneur en fer de la biotite s'établit à 35–40 %, la teneur en Al à 1-1,2 unité de formule, TiO_2 atteint jusque 2,5 % en masse.

Zone 2 : biotite (20–30 %), calcite (10–15 %), quartz (jusque 10 %), orthose (microcline) (50–60 %), pyrite, sphène, apatite. Il n'est pas rare que des reliques d'albite soient conservées dans les grains d'orthose. L'épaisseur de cette zone n'excède pas 2–3 mm.

Zone 3, adjacente à une veine de quartz : biotite (20–40 %), orthose (microcline) (jusque 70 %), quartz (jusque 10 %), pyrite, apatite, rutile. L'épaisseur de cette zone est de 3–5 mm.

Zone 4 d'arrière : veine de quartz avec molybdoscheelite, biotite, rutile, parfois feldspath potassique. La molybdoscheelite s'est formée en même temps que les autres minéraux des métasomatites, étant donné qu'elle forme la limite de croissance commune avec la biotite.

Lorsqu'on passe des granitoïdes à une veine de quartz, il se passe à la limite des zones les réactions de substitution suivantes :

Tableau 22.1. **Composition chimique (% masse) des protolithes (1) et des gumbéites (2)**

Constituants	A_1	A_2	B_1	B_2	C_1	C_2
SiO_2	51,70	45,30	44,68	28,64	38,47	36,03
TiO_2	0,83	0,84	0,71	0,64	2,98	2,79
P_2O_5	0,70	0,51	-	-	0,56	4,14
Al_2O_3	14,72	13,47	11,49	8,87	14,02	13,48
Fe_2O_3	2,32	1,19	7,90	5,28	10,98	4,32
FeO	5,20	5,14	7,15	3,57	2,86	7,88
FeS_2	0,19	0,36	0,86	11,82	0,67	0,84
MnO	0,09	0,09	0,17	0,15	0,25	0,28
MgO	7,24	6,14	9,60	6,84	3,45	3,68
CaO	6,74	6,60	10,64	11,68	20,63	16,99
Na_2O	3,45	2,23	2,29	1,60	1,15	1,65
K_2O	3,24	3,72	2,47	4,62	1,51	3,87
H_2O^+	1,70	1,64	1,26	1,26	2,17	1,69
CO_2	1,64	12,30	1,16	15,70	0,58	2,80
Total	99,76	99,53	100,38	100,67	100,28	100,44
pds. spéc. g/cm^3	2,86	2,84	-	-	3,35	3,35

Remarque : A–C – Champ métallifère de la Goumbeïka, D–F – indice métallifère de Chartach.
Protolithes : A_1 – monzonite, B_1 – roches à oligoclase-biotite-amphibole, C_1 – rodingites amphibolisées, D_1, E_1 – adamellites, F_1 – microadamellites.
Gumbéites : A_2 – à dolomite-biotite, B_2 – à calcite-dolomite-biotite, C_2, D_2 – à dolomite, E_2, F_2 – à phengite.
A, B – données de D.S. Korzhinsky ; D, E -– données de A.I. Grabezhev ; C, F – données de E.M. Spiridonov *et al*. [1997].
La quantité de pyrite est calculée sur base de la quantité de soufre ; la teneur en Fe_2O_3 a été corrigée dans les analyse en conséquence.

zone 0→zone 1 : Hb_l = Cc+Bi+Py ; Olg = Ab+Cc ; Ti-Mt = Py+Spn.
zone 1→zone 2 : Ab = Mc.
zone 2→zone 3 : Spn = Rt, Cc se dissout.

La zonalité des gumbéites tardives avec zone d'arrière à carbonate-feldspath potassique se distingue par le développement de dolomite au lieu de calcite.

Zone 0. Syénodiorites quartziques inaltérées : hornblende (10–15 %), biotite (5–10 %), microperthite (40–50 %), plagioclase à 20–25 % An (15–20 %), quartz (5–10 %) ; les minéraux accessoires sont titanomagnétite, sphène, apatite.

Tableau 22.1 suite

Constituants	D_1	D_2	E_1	E_2	F_1	F_2
SiO_2	72,48	70,82	70,12	65,00	67,45	62,99
TiO_2	0,24	0,18	0,28	0,30	0,46	0,47
P_2O_5	-	-	0,10	1,51	0,25	0,18
Al_2O_3	15,00	14,52	15,08	15,66	15,78	15,67
Fe_2O_3	0,26	0,21	0,92	1,01	2,17	0,11
FeO	2,47	1,41	2,10	0,64	1,19	0,87
FeS_2	traces	0,66	-	1,93	traces	3,80
MnO	0,04	0,03	0,04	0,05	0,12	0,11
MgO	0,10	0,20	0,93	0,60	1,44	1,57
CaO	1,65	1,71	2,14	2,72	2,79	2,78
Na_2O	4,26	2,40	5,22	1,60	4,87	0,34
K_2O	2,76	4,82	3,18	6,18	2,96	7,89
H_2O^+	-	2,05	0,18	4,10	1,22	1,55
CO_2	traces	0,65	-	-	0,18	2,03
Total	99,26	99,66	100,29	101,30	100,88	100,45

Zone 1 : séricite (15–20 %), biotite (jusque 2–5 %), dolomite (20–25 %), feldspath potassique (30–40 %), albite (15–20 %), quartz (jusque 10 %), pyrite, sphène, apatite. La teneur en fer de la biotite est de 35–40 %. La séricite est d'ordinaire représentée par la phengite ou en est très proche. La teneur de la dolomite est de 10–12 %. L'épaisseur de la zone va de 3–5 cm à 10 cm.

Zone 2 : dolomite (20–25 %), feldspath potassique (jusque 40–50 %), biotite (2–5 %), albite (15–20 %), quartz (jusque 5 %), pyrite, sphène, apatite. Épaisseur de la zone : 0,5–1 mm.

Zone 3 : dolomite (20–25 %), feldspath potassique (jusque 70 %), biotite (jusque 5 %), quartz (jusque 5 %), pyrite, sphène, apatite. On rencontre des reliques d'albite dans les grains d'orthose. Épaisseur de la zone : 0,5–1 mm.

Zone 4, adjacente à une veine de quartz : incrustation drusiforme d'orthose (70–80 %) avec dolomite (20–25 %), quartz (jusque 5 %), pyrite (jusque 5 %), rutile et apatite. Épaisseur de la zone : de 2–3 mm à 1 cm.

Zone 5 d'arrière : veine de quartz avec scheelite, dolomite, orthose, rutile. La scheelite s'est formée en même temps que les autres minéraux des métasomatites.

Lorsqu'on passe des roches inaltérées à une veine de quartz, il se passe à la limite des zones les réactions de substitution suivantes :

zone 0→zone 1 : Hb_l = Dol+Ser+Bi+Py ; $Bi_{relique}$ = Ser+Dol+Py ;
Olg = Ab ; Ti-Mt = Py + Spn.
zone 1→zone 2 : Ser+Qtz = Mc.
zone 2→zone 3 : Ab = Mc.
zone 3→zone 4 : Spn = Rt ; Bi = Dol.

La composition chimique des gumbéites et des protolithes est donnée au tableau 22.1.

Pour les métasomatites qu'on rencontre dans les serpentinites on constate un apport de silice dans les zones d'arrière (les zones externes sont sous-saturées en silice, dans les zones d'arrière apparaissent des paragenèses à quartz).

Zone 0 : serpentinite inaltérée.
Zone 1 : magnésite, talc, dolomite, phlogopite, pyrrhotine.
Zone 2 (d'arrière) : phlogopite, talc, dolomite, quartz, pyrrhotine.

Dans le gisement de la Goumbeïka on peut distinguer au moins trois niveaux de température des métasomatites et des veines de quartz qui y sont associées.

1. Gumbéites avec zone d'arrière à biotite-feldspath potassique-quartz et avec une association de biotite+calcite+quartz+feldspath potassique dans les zones intermédiaires. A ces gumbéites sont liées des veines de molybdoscheelite dont la température de formation (d'après les données résultant de l'étude d'inclusions individuelles gazeuses et liquides dans le quartz et la molybdoscheelite) est de 440–390° C [Spiridonov *et al.*, 1997].

2. Gumbéites avec zone d'arrière à dolomite-feldspath potassique-quartz et avec une association de biotite+calcite+feldspath potassique+quartz dans les zones intermédiaires. A celles-ci sont liées des veines de quartz avec scheelite à molybdène dont la température de formation est de 395–360° C [Spiridonov *et al.*, 1997].

3. Gumbéites avec zone d'arrière à dolomite-feldspath potassique-quartz et avec une association de dolomite+biotite+calcite+feldspath potassique+quartz ou dolomite+calcite+feldspath potassique+quartz dans les zones intermédiaires de la colonne. Y sont associées des veines de quartz avec scheelite et sulfures dont la température de formation est de 350–290° C [Spiridonov *et al.*, 1997].

Dans l'analyse des paragenèses de roches gumbéitisées on constate l'ordre de mobilité suivant :

H_2O, CO_2, S, O | K_2O, Na_2O CaO | MgO | Fe, SiO_2, P_2O_5, Al_2O_3, TiO_2.

Le premier trait sépare les éléments qui lors de la gumbéitisation se comportent toujours de façon pleinement mobile ; le deuxième trait sépare les éléments qui se comportent de façon mobile dans la zone d'arrière, en conséquence, plus la position de l'élément se trouve à gauche dans l'ordre de mobilité, plus il passe à un état de pleine mobilité ; le troisième trait sépare les éléments dont la mobilité thermodynamique a seulement été observée pour les métasomatites avec zone d'arrière à quartz-biotite-feldspath potassique, c'est-à-dire celles de la température la plus élevée ; à droite du troisième trait se trouvent les éléments qui sont toujours inertes. Pour les roches riches en calcium et pauvres en magnésium, l'ordre de mobilité change quelque peu :

H_2O, CO_2, S, O | K_2O, Na_2O MgO | CaO, Fe, SiO_2, P_2O_5, Al_2O_3, TiO_2.

Lors de la gumbéitisation il y a avant tout apport de dioxyde de carbone, c'est-à-dire qu'il s'agit, en principe, d'une carbonatisation. On observe, en outre, un apport de soufre et de potassium et un départ de sodium.

Dans les zones d'arrière des métasomatites on observe d'ordinaire une augmentation de la teneur en phosphore (accumulation d'apatite), en tungstène (scheelite et rutile contenant du tungstène), souvent il y a augmentation de la teneur en silice (particulièrement dans la gumbéitisation des serpentinites). La quantité d'apatite varie d'habitude parallèlement à la quantité de scheelite : les accumulations les plus riches de ces minéraux s'observent dans les poches existant dans les marbres. La migration active des élément formant des complexes (phosphore, tungstène et silice) peut être liée à l'infiltration de solutions le long de fissures centrales, de sorte que la composition minérale des veines métallifères est subordonnée aux règles de la métasomatose d'infiltration. Mais, la zonalité des gumbéites périmétallifères se forme par suite d'une métasomatose de diffusion, un trait caractéristique de cette zonalité étant la faible épaisseur des zones.

En ce qui concerne le gisement de la Goumbeïka, il est établi que, pour les gisement hydrothermaux postmagmatiques, il y a habituellement remplacement des associations minérales de haute température par des associations de basse température : la molybdoscheelite est remplacée par de la scheelite à molybdène et de la scheelite, la tennantite est remplacée par la tétraédrite (la tennantite est un cuivre gris de plus haute température que la tétraédrite). La présence de

molybdoscheelite, d'hématite, de Cu^{2+} et de Te dans la composition des cuivres gris témoigne du potentiel d'oxydation élevé parmi les conditions de formation des minéraux de la famille des gumbéites. Lors de l'abaissement de la température il y a diminution du potentiel d'oxydation : la molybdoscheelite (Mo^{6+}) est remplacée par la scheelite avec molybdénite (Mo^{4+}), les cuivres gris tellurifères (Te^{4+}) par des tellurures (Te^{2-}), la quantité de Cu^{2+} entrant dans la composition des cuivres gris diminuant pareillement.

Les gumbéites de l'indice à scheelite de Chartach (champ aurifère de Bérézovo). L'intrusif à tonalite-granodiorite de Chartach est situé dans la partie sud du champ aurifère de Bérézovo. L'évolution de cet intrusif s'est achevée par formation de métasomatites hydrothermales postmagmatiques se succédant des plus précoces aux plus tardives : 1) métasomatites à quartz-muscovite avec veines à quartz-tourmaline, 2) métasomatites à quartz-séricite avec minéralisation à Cu-Mo, 3) propylites avec orthite, 4) gumbéites (stockwerks et périfiloniennes) avec minéralisation en scheelite, 5) bérésites-listwaenites avec minéralisation en or, 6) argilisites.

Les métasomatites de la famille des gumbéites du massif de Chartach sont superposées à des adamellites, lamprophyres, aplites et pegmatites. Les gumbéites forment des franges symétriques autour des veines de quartz et de carbonate-quartz à fort plongement. L'épaisseur des franges est d'ordinaire de 10–20 cm, atteignant rarement 1 m.

On distingue deux types de veines de quartz et de gumbéites qui y sont associées : les veines précoces composées de quartz blanc laiteux avec impuretés de dolomite (ou de calcite), feldspath potassique, scheelite, molybdénite et autres sulfures, avec frange drusiforme à dolomite-microcline (plus rarement à calcite-microcline) ; les veines plus tardives composées de carbonates et de quartz avec impuretés de scheelite et de sulfures, avec frange drusiforme à carbonate (dolomite ou calcite)-séricite-microcline. Le premier type de veines est lié aux gumbéites du faciès à dolomite-feldspath potassique. Le second type de veines est lié au faciès de gumbéite à microcline-phengite de basse température.

Traits généraux de la formation de gumbéite de l'Oural. Sur base du matériel qui a été pris en considération pour les gumbéites et les veines de quartz qui y sont associées on peut distinguer trois faciès selon leur température de formation :

1. Faciès à biotite-feldspath potassique. Ce faciès est accompagné de veines à biotite-quartz avec pyrite et molybdoscheelite. La température de formation de celui-ci est de 440–400° C.

2. Faciès à dolomite-feldspath potassique. Ce faciès est accompagné de veines à carbonate-quartz avec scheelite à Mo, scheelite, molybdénite, bismuthine, galène, aikinite, tétradymite, cuivres gris. Dans les veines de quartz de l'occurrence métallifère de Chartach liées à ce faciès de gumbéite, on a constaté l'existence de solutions solides de la série aikinite-bismuthine et de la série Cu-benjaminite-cupropavonite. La température de formation des gumbéites de ce faciès est de 400–300° C, les minéraux métallifères s'étant formés à des températures de 400–200° C.

3. Faciès à phengite-feldspath potassique. Est accompagné de veines à carbonate-quartz avec sphalérite, galène, tétraédrite, bournonite, tétradymite, hessite, or. Température de formation < 300° C.

C'est le faciès à dolomite-feldspath potassique (qu'on rencontre dans tous les gisements de l'Oural pris en compte) qui est le faciès le plus répandu. On a, entre-temps, mis en évidence un faciès à biotite-feldspath potassique de plus haute température qu'on ne trouve que dans le gisement de la Goumbeïka. Ce n'est que dans l'occurrence de Chartach que le faciès de basse température à phengite-feldspath potassique est largement représenté.

Un élément fondamental dans la formation des gumbéites est l'activité élevée du potassium conduisant à la création d'une paragenèse stable quartz + feldspath potassique + carbonate par apport de potassium parfaitement mobile. Il s'établit ainsi un potentiel d'oxydation élevé avec formation de molybdoscheelite, d'hématite, de cuivres gris cuivreux et tellureux. A la fin du processus il y a apparemment diminution de l'activité du potassium (développement du faciès à phengite-feldspath potassique) qui s'accompagne aussi d'une baisse du potentiel d'oxydation (sont liés à ce faciès à phengite-feldspath potassique des cuivres gris qui ne contiennent pas de Cu^{2+}).

Les gumbéites des gisements aurifères. Dans les gisements aurifères les gumbéites se forment à plus basse température que dans les cas où il y a minéralisation en tungstène et molybdène et se distinguent par leurs associations minérales. I.P. Shcherban [1996] a décrit des exemples de gumbéites aurifères du gisement de Zarmitan dans l'ouest de l'Ouzbékistan. La zonalité de pareilles gumbéites périfiloniennes se substituant à des granosyénites a, d'après les données de cet auteur, l'aspect suivant : 1) granosyénite inaltérée (feldspath potassique + plagioclase + quartz + hornblende + biotite ; 2) granosyénite altérée (feldspath potassique + plagioclase + quartz + chlorite + séricite + carbonate) ; 3) feldspath potassique + plagioclase + albite + carbonate + quartz + sulfures ; 4) feldspath potassique + albite + quartz + sulfures + carbonate. La

différence qui existe par rapport aux gumbéites tungsténifères du type de l'Oural réside dans l'absence de phlogopite dans les zones externes de la colonne des gumbéites. I.P. Chtcherban lie l'absence de phlogopite à la plus basse température du métasomatisme, à laquelle au lieu de phlogopite se forme de la chlorite. Dans le gisement de Zarmitan on distingue 5 stades de minéralisation : minéralisation à quartz (350–550° C), à or-pyrite-arsénopyrite (230–350° C), à galène-sphalérite (130–330° C), à sulfosels (100–150° C) et une phase de basse température à carbonates. Une gumbéitisation a accompagné le deuxième stade (or-pyrite-arsénopyrite) et a eu lieu dans la fourchette 250–350° C, correspondant à des processus de température moyenne. Une deuxième différence réside dans la coexistence de deux feldspaths dans la zone interne de la colonne des gumbéites. En présence de quartz, ceci témoigne du comportement inerte soit du potassium, soit du sodium, ce qui peut être lié à l'alcalinité élevée du milieu et être une conséquence de l'activité élevée des alcalis. La présence de séricite dans la zonalité est probablement le résultat de la conjonction spatiale de paragenèses d'époques différentes, étant donné qu'une paragenèse de quartz avec deux feldspaths et la séricite ne se réalise pas dans la nature.

Dans les gumbéites aurifères qui ont été décrites le feldspath potassique renferme une quantité notable de sodium à en juger par la dispersion d'intercroissances perthitiques qu'elles comportent. Cette description ne fait pas apparaître clairement si celles-ci représentent des reliques (du feldspath provenant de la granosyénite) ou si elles sont la conséquence d'une activité élevée du sodium lors de la gumbéitisation.

Ainsi donc, les gumbéites sont le résultat du métasomatisme de granitoïdes (plus rarement de roches volcaniques) d'alcalinité élevée sous l'action de solutions d'acide carbonique présentant une activité élevée des alcalis, principalement du potassium. Selon les estimations existantes la température du processus varie largement de 200 à 400° C. La composition des solutions donnant lieu à formation de gumbéites n'a pas été déterminée, mais des données indirectes donnent à penser que ces solutions ont probablement été enrichies en fluor. En témoignent les données expérimentales portant sur les modes de transport du tungstène et du molybdène au sein des solutions hydrothermales, mais également les données relatives à l'étude des inclusions fluides dans les minéraux des filons tungsténifères. Les gumbéites sont des formations périfiloniennes typiques qui sont développées dans le voisinage des veines de quartz-carbonate-orthose à minéralisation en tungstène, molybdène et or.

Chapitre 23

ARGILISITES ET ROCHES ARGILISÉES

Définition de la famille. Le terme "argilisation" qui désigne le remplacement de roches primitives par des minéraux argileux et est connu depuis la seconde moitié du XIXe siècle, a commencé à être largement utilisé dans la littérature géologique à partir des années 1940, en particulier, après la découverte de gisements de diverses matières premières liés à ces métasomatites. Une contribution essentielle à la caractérisation des processus d'argilisation a été apportée par T.S. Lauring, qui a, pour la première fois, utilisé ce terme pour désigner l'altération argileuse de roches encaissantes à proximité de filons métallifères. Par la suite, une vaste littérature a été consacrée aux questions de pétrologie et aux aspects géologiques de l'argilisation (B. Schwartz, R. Sales, S. Meyer, N.I. Nakovnik, S.I. Nabokov *et al*.). L'histoire de la genèse et de la modification des notions "d'argilisation" et "d'argilisites" a été étudiée en détail par G.T. Volostnykh [1972]. D'après celui-ci il convient de considérer comme argilisation des processus métasomatiques hydrothermaux ayant lieu à des températures supérieures à 50° C et se traduisant par le remplacement de roches par des minéraux argileux.

Les argilisites sont pleinement avérées à partir du Paléozoïque récent, le maximum de leur développement ayant toutefois eu lieu au Mésozoïque et au Cénozoïque. A la différence d'autres formations métasomatiques, les argilisites sont répandues dans pratiquement toutes les structures géotectoniques tant dans l'écorce océanique que dans l'écorce continentale.

Contexte géologique. Les roches argilisées forment des zones locales au sein de roches cristallines, ainsi que de stockwerks linéaires et complexes dans les faciès effusifs et extrusifs des vulcanites ; elles occupent des espaces immenses dans les séries stratifiées perméables effusives et sédimentaires. L'altération minérale s'observe jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 1,5 km depuis la surface actuelle ; de plus, on peut même observer de faibles manifestations d'argilisation à plus grande profondeur.

Les argilisites peuvent être associées à des magmatites de composition diverse ou peuvent n'avoir aucun lien du tout avec des manifestations magmatiques (par exemple, les bentonites et quelques autres variétés d'argilisites dans les séries effusives sédimentaires et les domaines de plates-formes). Ce n'est que dans l'étendue de districts volcaniques qu'il existe des liens directs entre les argilisites et les manifestations magmatiques. Les secteurs de décharge d'eaux thermales accompagnés d'altérations à vaste échelle d'un type proche de la neutralité (Paoujetka, Waïrakeï, etc.) ne se rattachent habituellement pas à des appareils volcaniques précis, mais se focalisent dans des zones de fractures contrôlant une activité volcanique. L'argilisation est habituellement associée aux étapes terminales du déroulement de processus géologiques ; elle est presque toujours plus récente que les formations magmatiques les plus tardives et que les manifestations d'un métasomatisme de haute température.

Le processus d'argilisation comprend deux branches, une argilisation hydrothermale accompagnant une minéralisation métallifère et une argilisation solfatarienne, en principe non métallifère, rattachée aux édifices volcaniques [Korzhinsky, 1953 ; Zharikov & Omelyanenko, 1965]. La distinction de celle-ci est liée aux particularités des conditions géologiques structurales locales et à l'acidité des solutions. Ainsi, les argilisites de la première branche citée se rattachent le plus souvent à des zones de fissuration à fort plongement et sont conditionnées par l'action de solutions à faible acidité, tandis que les secondes peuvent avoir une étendue locale et sont conditionnées par des solutions sulfatées ou bien sulfatées-chlorurées. Le tableau 23.1 illustre l'influence qu'a le cadre géotectonique sur le développement des divers faciès et la manière dont la minéralisation est rattachée à des faciès métasomatiques déterminés. Il est évident que ce sont les argilisites des marges continentales et des domaines d'activation intracontinentale subséquente qui offrent le plus grand potentiel de minéralisation en métaux.

Composition minérale. Les *smectites* représentent le groupe de minéraux le plus répandu dans toutes les variétés d'argilisites, mais à l'exclusion des faciès les plus acides. La composition des smectites hydrothermales correspond principalement aux montmorillonites proprement dites et aux beidellites, tandis que parfois on ne rencontre des nontronites et saponites que dans les altérites basiques. Cette particularité distingue nettement les smectites d'origine hydrothermale des smectites hypergènes. Dans l'ensemble, dans les smectites hydrothermales composées tant de montmorillonite que de beidellite, la teneur en Mg et Fe des octaèdres n'excède pas 0,5–0,6 unité de formule, même lorsqu'elles remplacent des roches de composition basique, ce qui s'aperçoit à l'examen de la figure 23.1 mettant nettement en évidence le champ des smectites hydrothermales. Un trait caractéristique réside également dans le degré

Tableau 23.1. **Cadre géotectonique et minéralisation des faciès essentiels des argilisites**

Cadre géotectonique				Minéralisation
Fractures de l'écorce océanique	Arcs insulaires et marges continentales	Aires d'activation intracontinentale	Plates-formes	
–	A smectite-zéolites (Severnoïé)	A kaolinite-smecite, à smectite-zéolites, à carbonates-kaolinite (Marysvale, Mogotcha, Olov)	A kaolinite-smectite (Adamovka)	U
–	A quartz-alunite-kaolinite (Karamken)	A quartz-illite-smectite (Baleï)	–	Ag, Au
–	A quartz-hydromica-kaolinite	–	A quartz-tosudite-kaolinite (Nikitovka)	Hg, As, Sb
A opale-smectite (Kouriles)	A quartz-smectite-hydromica (gisements pyriteux du type ouralien et du type Kuroko			Zn, Cu
A smectite-céladonite	A opale-kaolinite, solfatarien, à smectite-zéolites des champs thermaux	A smectite-zéolites (gisements de bentonites et de zéolites)	? A smectite (bentonites)	Faciès non métalliques ou non minéralisés

élevé d'oxydation du fer : habituellement le rapport $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ n'est pas inférieur à 0,9. Les smectites à haute teneur en magnésium du type appelé "Cheto" et les saponites trioctaédriques ont une origine sédimentaire [Drits & Kosovskaya, 1990]. En ce qui concerne la modicité des teneurs en fer et magnésium dans la coordination octaédrique, les smectites hydrothermales sont similaires aux micas des bérésites et métasomatites à hydromicas dans lesquelles la teneur globale Mg + Fe ne fait, de même, pas plus de 0,5 unité de formule. Les saponites trioctaédriques sont assez rares dans les auréoles d'argilisation périmétallifères des roches basiques et présentent une beaucoup plus grande extension dans les croûtes d'altération météorique et dans les séries sédimentaires. La valeur de la charge totale du feuillet des smectites peut varier de 0,23 à 0,65, mais c'est habituellement Na et Ca qui dominent dans la composition des cations interfoliaires, K et Mg y jouant un rôle subordonné. L'isomorphisme de Si et Al dans les tétraèdres est limité ; de plus, la teneur de l'Al tétraédrique oscille autour de quelques pour cent dans les montmorillonites et atteint jusqu'à 0,3–0,5 pour cent dans les beidellites ; par conséquent, la charge du feuillet peut être concentrée non seulement dans les octaèdres, mais aussi dans les tétraèdres. Les smectites à charge importante dont la charge du feuillet est déplacée vers les tétraèdres, montrent une beaucoup plus grande aptitude à subir une contraction irréversible ; c'est pourquoi elles forment volontiers des minéraux interstratifiés du type micas-smectites [Howard & Roy, 1985 ; Drits & Kosovskaya, 1990 ; Sato *et al*., 1996]. Les smectites à charge importante sont particulièrement caractéristiques des roches périmétallifères des gisements épithermaux des séries volcaniques. Des travaux expérimentaux, mais aussi des observations faites sur des systèmes hydrothermaux de volcans actuels [Yeroshchev-Shak *et al*., 1985, 1996 ; Howard & Roy, 1985 ; Malla & Douglas, 1987 ; Sato *et al*., 1996] montrent que les smectites à charge importante peuvent constituer des indicateurs de conditions de température plus élevée par rapport aux smectites à faible charge. Il peut, de plus, se former une charge additionnelle par suite du remplacement dans les tétraèdres d'une partie du silicium par l'aluminium, ce qui doit s'accompagner d'un remaniement partiel de la structure. Une augmentation ultérieure de la température (150° C et plus) fait passer les smectites à charge importante à des minéraux interstratifiés du type mica-smectite.

Les *minéraux du groupe de la kaolinite* sont, de même, largement répandus. Ils sont principalement représentés par la kaolinite et la dickite, tandis que les halloysites et nacrites sont rares. La kaolinite se présente sous deux formes morphologiques, agrégats métasomatiques en fines paillettes remplaçant des feldspaths et des minéraux foncés et, plus rarement, remplissage de veinules transversales et de zones de broyage. Dans ce dernier cas, on peut observer des

agrégats à paillettes relativement grosses et des concrétions vermiformes. Le degré de cristallinité des deux variétés qu'on rencontre dans les argilisites périmétallifères est d'ordinaire élevé (indice de Hinckley environ 0,6–0,8). Dans des conditions acides (argilisites solfatariennes) on observe souvent de la kaolinite faiblement ordonnée (indice de Hinckley environ 0,3) et de l'halloysite.

Les recherches structurales [Yeroshchev-Shak *et al*., 1996] mettent en évidence une hétérogénéité de structure des minéraux hydrothermaux du groupe de la kaolinite. Elle est conditionnée par l'apparition de phases interstratifiées désordonnées à dickite-kaolinite (elles ne renferment d'ordinaire pas plus de 5–10 % de feuillets du type dickite). Apparemment, la température de 120° C correspond approximativement à la frontière entre domaines de synthèse de la kaolinite et de la dickite. Dans les gîtes métallifères les dickites forment tantôt des ségrégations métasomatiques, tantôt elles remplissent des cavités et fissures. La nacrite s'observe seulement en intercroissances avec des minéraux métallifères dans les gîtes épithermaux à or-argent.

Parmi *les interstratifiés* il y a prédominance d'illites-smectites, mais on peut aussi rencontrer des chlorites-smectites, céladonites-smectites, kaolinites-smectites (ces dernières étant seulement connues dans les faciès d'argilisites ultraacides). Les illites-smectites se rencontrent dans tous les faciès d'argilisites, habituellement dans les zones externes et intermédiaires de celles-ci. Presque tous les interstratifiés à micas-smectites se rapportent au type hautement potassique, alors que les paragonites-smectites sodiques (brammalites) sont rares. Ceci souligne tout à fait l'intervalle étroit de variation du rapport K/Na dans les limites duquel peuvent, dans des conditions de basse température, exister des micas sodiques et des paragonites-smectites interstratifiées. Sur base des données disponibles concernant la miscibilité au sein de la série K/Na des micas dioctaédriques [Popov, 1975 ; Iiyama, 1964], de tels minéraux ne sont stables qu'en milieu sodique.

Les illites-smectites interstratifiées hydrothermales contiennent 50 % et plus de feuillets de mica et sont presque exclusivement caractérisées par un facteur d'ordre à courte portée S>1. S=0 dans le cas où l'alternance des feuillets de type mica et de type smectite est totalement aléatoire ; S=1, lorsque la nature d'un feuillet quelconque du cristal ne dépend que du feuillet qui le précède ; S=2, lorsqu'il dépend des deux feuillets qui le précèdent et ainsi de suite. Dans la littérature étrangère le facteur d'ordre à courte portée est désigné par le symbole R ("Reichweite") ou g [Drits & Sakharov, 1976].

La structure de ces minéraux tend à atteindre le degré d'ordre maximum possible, ce qui s'exprime par la prédominance des feuillets de type BA^nB (A

représente les feuillets du type illite) [Drits & Kosovskaya, 1990]. Dans les argilisites on rencontre le plus souvent des phases interstratifiées à 50–70 % de feuillets du type mica. L'absence dans les métasomatites hydrothermales d'illites-smectites interstratifiées à plus de 50 % d'interfoliaires gonflants, pour un facteur S=0, constitue une des particularités caractérisant une formation minérale hydrothermale. Ce phénomène a été signalé non seulement pour les métasomatites périmétallifères [Dyakonov & Volostnykh, 1979], mais aussi pour beaucoup d'occurrences thermales contemporaines [Steiner, 1977]. La cinétique de l'illitisation des smectites a été étudiée d'une manière assez détaillée et ces recherches ont montré que le mécanisme du passage de la smectite à l'illite dans des conditions hydrothermales se distingue essentiellement de celui qui a lieu pour l'épigenèse de sédiments. On a déterminé expérimentalement [Eberl & Hower, 1976] l'énergie d'activation de cette transition pour des températures de 260–390° C, qui se trouve être égale à E_a = 19,6 kcal/mole (~ 83 kJ/mole). Elle coïncide effectivement avec la valeur théorique, calculée à partir de l'énergie de rupture des liaisons cristallines et de la restructuration dont la valeur doit s'établir à non moins de 80–100 kJ/mole [Velde & Vasseur, 1992]. Pour les conditions de diagenèse de dépôts sédimentaires cette même valeur est estimée par les auteurs à 37–70 kJ/mole. Cette dernière valeur est plutôt propre au volume ionique sans qu'il y ait destruction ni restructuration de la couche tétraédrique, ce qui apparemment est moins représentatif de conditions hydrothermales.

La croissance du pH prévenant la dissolution de la smectite de départ et la diminution de l'activité d'Al^{3+} augmentent l'énergie d'activation de la transition jusqu'à 30 kcal/mole (~ 120 kJ/mole) [Robertson & Lahann, 1981]. Cette circonstance peut en partie expliquer la large distribution des hydromicas et des micas-smectites interstratifiés, notamment dans les auréoles de lessivage acide, et des smectites dans des conditions proches de la neutralité.

L'augmentation des teneurs en interfoliaires à illites dans les micas-smectites interstratifiés provenant de métasomatites hydrothermales périmétallifères est accompagnée d'une restructuration dans les mailles hexagonales des feuillets 2:1, d'une croissance des teneurs en interfoliaires à illites et d'une augmentation de la concentration en feuillets à octaèdres de transition vacantes [Drits *et al*., 1996]. Cette particularité structurale des illites-smectites hydrothermales les distinguent de celles qui ont une origine diagénétique et se forment sans restructuration notable, principalement par le biais de réactions entre phases solides.

Dans les argilisites hydrothermales de basse température de certains gîtes aurifères, uranifères et mercurifères associés à une kaolinite on rencontre

souvent la tosudite, un interstratifié di-trioctaédrique du type smectite-donbassite dont le facteur d'ordre à courte portée vaut S=1. Du lithium entre dans la composition de la couche octaédrique [Finko *et al*., 1977], la teneur de celui-ci pouvant excéder 1 % en masse. Les chlorites-smectites (corrensites) sont relativement rares et se rencontrent dans des basaltoïdes altérés au nombre desquels des basaltes altérés des fonds océaniques.

La *céladonite* appartient au nombre des minéraux de la température la plus basse. On la signale dans des basaltes argilisés ou dans des volcanoclastites de roches basiques de nombreux gîtes à uranium, or, fluorite ; elle est, en outre, un des minéraux essentiels des argilisites apobasaltiques des fonds océaniques. Il ne fait pas de doute que la formation de ce minéral est favorisée par l'enrichissement en fer du substratum, ainsi que par le caractère oxydant de la formation hydrothermale du minéral dans des conditions superficielles à basse température (n'excédant pas 120–140° C). Le degré d'oxydation du fer dans les céladonites provenant des gîtes hydrothermaux et des basaltes océaniques est très élevé, le rapport Fe^{+3}/Fe^{total} étant de 0,7–1. La teneur en potassium oscille entre 4 et 8,5 % en masse. L'interstratification s'exprime plus largement dans les basaltes océaniques où la teneur en interfoliaires de type smectites approche de 50 %, le facteur d'ordre à courte portée étant de S>1, ce qui apparaît être une des différences distinguant les céladonites hydrothermales des glauconites sédimentaires [Drits & Kosovskaya, 1990]. Les diffractogrammes électroniques des céladonites comportent, en règle générale, des réflexions assez nettes sur la première et la seconde ellipse qui correspondent au polytype 1M.

Les *zéolites* représentent un groupe de minéraux tout à fait caractéristique de plusieurs argilisites différentes. Parmi celles-ci on connaît des zéolites pauvres en silice : laumontite, chabasite, aussi bien que des zéolites riches en silice : mordénite, clinoptilolite. Ces dernières sont presque exclusivement développées au sein de roches volcanoclastiques de composition acide et héritent, en grande partie, de la composition primitive du substratum. Ainsi, dans les gisements à zéolites de Transbaïkalie il y a prédominance de clinoptilolites et mordénites potassiques et sodico-potassiques [Korobov, 1988], ce qui apparemment reflète le caractère potassique des vulcanites de cette région. D'un autre côté, ces zéolites riches en silice sont des indicateurs de conditions de basse température de formation de minéraux (~ 130° C et moins). Les zéolites pauvres en silice sont plus rares dans les vulcanites et sont quelquefois rapportées à des coulées de laves basiques ou à des horizons de vulcanoclastites issues de celles-ci. On observe parmi celles-ci la chabasite, la desmine, la faujasite, la harmotome, mais cet assortiment de minéraux n'est, bien entendu, pas occasionné par d'autres conditions de température, mais par la composition particulière du substratum. Il est significatif qu'il y ait, tant au sein des métasomatites périmétallifères que

dans les dépôts filoniens, absence de waïrakite, laquelle est largement répandue dans les altérites des manifestations thermales actuelles des régions de volcanisme actif. Comme on le sait, cette zéolite est la zéolite de température la plus élevée qui peut être stable jusqu'à l'isotherme de ~290° C, ce qui excède déjà les conditions de température de l'argilisation. Lors d'un métasomatisme hydrothermal périmétallifère dans les mêmes conditions de température, il y a, au lieu de cette zéolite, développement de carbonates au sein d'une paragenèse à séricite (ou autres phyllosilicates).

Les *carbonates* sont développés dans les argilisites qui se forment en milieu proche de la neutralité ou faiblement acide. Les carbonates métasomatiques sont principalement représentés par des dolomites ferrugineuses, paraankérites, ankérites, sidérites, magnésiosidérites. Les calcites et dolomites s'observent d'habitude dans les veines transversales et n'appartiennent pas aux paragenèses argilisitiques proprement dites. En général, les argilisites auxquelles participent différents carbonates ferrugineux sont plutôt caractéristiques des gisements d'uranium, reflétant dans une certaine mesure le trait spécifique des processus de formation métallifère, en l'espèce l'activité élevée du dioxyde de carbone et le rôle subordonné du soufre.

L'*alunite* est typique des faciès ultraacides des argilisites hydrothermales et synvolcaniques. Elle présente principalement une composition potassique et sodico-potassique, les variétés sodiques se rencontrant beaucoup plus rarement. Une teneur élevée en fer, allant jusqu'à la formation de jarosite, s'observe dans les alunites se formant en surface ou dans les zones d'intense aération des eaux souterraines. La teneur en potassium et le rapport entre K et Na dans la composition des alunites provenant de roches argilisées sont reportés dans un graphique (fig. 23.2). Les cristaux d'alunite formée en surface et à proximité de celle-ci sont fortement étirés suivant l'axe cristallographique et ont l'aspect de fuseaux et d'aiguilles. La température de formation de ceux-ci n'excède habituellement pas 100–150° C. L'alunite de plus haute température provenant de veines hydrothermales forme des cristaux columnaires trappus. La différence de morphologie est conditionnée par une croissance déséquilibrée dans le premier cas et proche de l'équilibre dans le second.

Composition chimique. Les modifications de composition chimique des roches lors de l'argilisation présentent des particularités propres en fonction des conditions d'écoulement relatives au processus hydrothermal. Les tendances essentielles du départ et du transport des composants dans les argilisites à kaolinite-carbonates, à kaolinite-smectite et à quartz-kaolinite sont, dans l'ensemble, proches et reflètent des traits propres aux processus de lessivage acide principalement. Ainsi, dans le faciès à kaolinite-smectite, on observe un

départ notable des alcalino-terreux et du sodium, à un degré moindre du potassium. Le comportement de l'aluminium et du silicium est sujet à tendances en sens divers, l'augmentation de la teneur en aluminium étant liée à un développement massif de minéraux argileux qui remplacent les plagioclases, les minéraux colorés et les feldspaths potassiques. Dans le faciès à quartz-kaolinite la diminution de la teneur en silicium des zones intermédiaires succède d'habitude à l'accroissement de celle-ci dans la zone interne, lié au développement dans de nombreux cas d'un noyau de quartz. Les dérives affectant les teneurs en alcalino-terreux sont toutes liées à une carbonatisation plus ou moins prononcée, tandis qu'un certain accroissement en potassium dans les zones internes est lié au développement possible de séricite, alunite et adulaire superposées plus tardives.

Ce sont d'autres principes qui sont à la base des argilisites du faciès à zéolite-smectite. Pour autant qu'il n'appartienne pas au type acide, on observe ici un accroissement notable de H_2O et dans les roches basiques de CO_2 également, sans modifications essentielles dans les teneurs des principaux composants des roches (il est possible qu'il y ait un certain départ de Na). On note une croissance brusque de la porosité qui atteint 10–12 %. Dans les gîtes où il y a intense zéolitisation (district de Tchikoï-Ingodinskoïé de Transbaïkalie) on peut enregistrer un apport sensible de Ca, par exemple, dans les métasomatites du gisement de Gornoïé, de presque 2 fois par rapport aux granites de départ. Ceci met le trait spécifique du processus en évidence, c'est-à-dire l'absence d'un lessivage acide clairement marqué.

Paragenèses et faciès des argilisites. Argilisites hydrothermales. *Le faciès à quartz-kaolinite* est développé dans divers gisements épithermaux. Il se forme sous l'action de solutions acides dans des conditions de faible profondeur et de basse température et accompagne une minéralisation à antimoine-mercure, or, or-argent, plus rarement à fluorite et uranium. Les argilisites à quartz-kaolinite sont typiques des arcs insulaires et des marges continentales et se rencontrent beaucoup plus rarement dans les limites des zones d'activation tectonomagmatique intraplaque. Des exemples typiques de développement de ces argilisites sont les métasomatites des gîtes à or-argent des ceintures volcaniques du nord-est de la Russie (ceinture d'Okhotsk-Tchoukotski), de la Transcarpathie (ceinture alpine), des cordillères septentrionales et australes, des arcs insulaires de l'Océan Pacifique et de certaines autres régions. Une grande partie des argilisites à quartz-kaolinite correspond au type dit "acide-sulfaté" (high sulfidation, advanced argillization) des métasomatites périmétallifères, se formant sous l'action d'hydrothermes sulfatés et chloruro-sulfatés à acidité élevée, principalement d'origine magmatique [Heald *et al.*, 1987].

Les principaux minéraux de ce faciès sont la kaolinite, le quartz, la calcédoine, l'alunite, la dickite ; dans certaines variétés se forment de l'opale, de la jarosite, des interstratifiés (kaolinite-smectite, illite-smectite), du soufre, de l'hématite, des sulfures de fer, du gypse, de la baryte. Font partie des minéraux accessoires l'anatase, l'apatite (et autres phosphates), les sulfures d'arsenic, d'antimoine, de mercure et de certains autres métaux.

Les roches argilisées du faciès à quartz-kaolinite forment des auréoles métasomatiques périfiloniennes dont les zones internes sont composées d'une association à quartz-kaolinite. L'aspect le plus général de la colonne de zonalité périfilonienne de ce faciès est le suivant (depuis la crevasse axiale véhiculant les solutions vers la roche encaissante) : quartz → quartz + alunite → quartz + kaolinite + alunite → quartz + hydromica → quartz + hydromica (ou séricite) + chlorite (ou corrensite) → roches propylitisées (albite + chlorite + calcite + séricite). Les roches à alunite de certains gisements se rencontrent à des profondeurs atteignant 1,2 km où elles sont remplacées par des paragenèses avec diaspore, pyrophyllite, andalousite, zunyite (Goldfield, Red Mountain, Cerro de Pasco, etc.) ; dans d'autres cas les zones à alunite sont réduites. Il peut y avoir dans la zone à quartz-hydromica développement d'un carbonate du type dolomite-ankérite en cas de fugacité élevée du dioxyde de carbone. Il peut dans le dernier cas s'agir du passage de roches argilisées à des roches similaires à des bérésites, représentant, en fait, un exemple de zonalité métasomatique verticale. Ce phénomène a été signalé dans certains gîtes épithermaux à or-argent, antimoine-mercure, etc. Le plus souvent les métasomatites à quartz-alunite forment des corps lenticulaires ou stratiformes à faible pendage qui se rapportent aux niveaux hypsométriques supérieurs des gisements (fig. 23.3).

Un exemple de métasomatite d'un type moins sulfurisé est représenté par le gîte aurifère de Baléïskoïé en Transbaïkalie [Rusinov & Rusinova, 1977]. Ce qui fait la différence essentielle de ces métasomatites est l'absence d'alunite dans la composition des roches silicifiées, ce qui peut être lié et à l'insuffisance d'acidité et au caractère plus réducteur des conditions de formation des altérites. L'allure générale de la zonalité verticale est perturbée par la présence de failles à fort pendage, le long desquelles se développe une hydromicatisation superposée.

Un type moins acide d'argilisite à kaolinite peut même encore être représenté par des argilisites inhabituelles à carbonate-kaolinite, qu'on sait entre-temps être seulement liées à une minéralisation à uranium. Ce type d'argilisites est développé dans certains gîtes filoniens et stratiformes de Transbaïkalie (OlovskoЇé et une partie des gisements du champ métallifère de StreltsovskoЇé) et dans le champ métallifère de Ronneburg en Thuringe (Allemagne). Ces métasomatites sont localisées dans des roches de composition diverse. Les

minéraux argileux sont presque exclusivement représentés par la kaolinite ; en plus de celle-ci, il existe dans les altérites des carbonates de fer et du quartz en quantités diverses. On ne retrouve pas de smectites dans les zones externes des auréoles d'argilisation, étant donné que l'altération des feldspaths commence avec le remplacement immédiat de ceux-ci par de la kaolinite et des carbonates sans qu'il y ait de zone réactionnelle à smectite. Un exemple de référence est fourni par le gisement d'OlovskoÏé où l'on peut suivre le développement successif de ces argilisites à partir de granodiorites parfaitement inaltérées (fig. 23.4). La zonalité métasomatique n'est presque pas exprimée. On a l'attention retenue sur la stabilité notable de la biotite et du feldspath potassique ; il est de même typique que la para-ankérite ou l'ankérite des zones externes soit remplacée par de la sidérite ou de la pistomésite dans les secteurs où l'étude a été plus poussée.

En ce qui concerne la zone interne monoquartzique, si elle existe, son épaisseur n'excède pas quelques centimètres ; le "chapeau" de quartz ne se développe pas dans la zone supra-métallifère. Une certaine complication de la zonalité est liée au développement d'interstratifiés, rectorite et tosudite, dans les parties intermédiaires et internes des auréoles. La zonalité verticale des métasomatites n'est pas un trait caractéristique du type d'argilisites du faciès à kaolinite qui ont été décrites (à la différence des argilisites acides à sulfures), ce qui peut fournir une indication complémentaire quant à la possibilité d'une faible activité du soufre au cours du processus de formation de celles-ci.

Le faciès des argilisites à kaolinite-smectite est répandu dans les gîtes à polymétalliques, uranium, fluorite, etc. des domaines d'activation tectonomagmatique intracontinentale et des marges continentales. Un trait caractéristique est la localisation des métasomatites au sein de roches éruptives cristallines ou métamorphiques d'âges divers sous l'aspect de zones relativement étroites (de quelques mètres à 10–20 m) contrôlées par d'importants accidents cassants et des zones de fissuration. Les argilisites de ce type sont focalisées dans les domaines où s'est développé un volcanisme méso- et cénozoïque, par exemple, en Mongolie, en Transbaïkalie, dans une série d'états de l'ouest des États-Unis (Utah, Montana, Colorado), en Bolivie, dans le domaine du plissement alpin d'Europe centrale et orientale, etc. Dans les argilisites des gisements de polymétalliques et d'uranium des états de l'ouest des États-Unis [Bonorino, 1959 ; Tooker, 1964] la zonalité peut être représentée par le schéma suivant : 0) roche inaltérée, dans la plupart des cas, il s'agit de monzonite quartzique d'âge tertiaire ; 1) zone à chlorite : chlorite + pyrite + carbonate + hématite ; 2) zone à montmorillonite : montmorillonite avec traces de kaolinite et d'interstratifié ; 3) zone à kaolinite avec séricite ; 4) zone à séricite avec silicification locale et filonnets métallifères.

La distinction des zones 2 et 3 est conventionnelle dans la mesure où la kaolinite et la smectite sont d'ordinaire développées ensemble et qu'on note seulement une tendance continue de la croissance de la teneur en kaolinite vers le centre de l'auréole. Les micas potassiques, à en juger par leur allure tranvsersale, représentent des formations plus tardives par rapport à la zonalité générale.

On connaît sur le territoire de la Russie de pareilles occurrences d'argilisation dans une série de gisements à uranium de Transbaïkalie (gisements du groupe de Mogotchinskoïé, gisement de Sigirli). Il est possible de rapprocher de même de ceux-ci les roches périmétallifères de certains gisements de mercure (Nikitovka dans le bassin du Donetz), ainsi que d'autres gisements [Volostnykh, 1972 ; Kazitsin, 1979]. Un exemple typique d'argilisites à teneur en carbonates un peu élevée est représenté par le champ métallifère de Mogotchinskoïé. Ici, les filons métallifères et les auréoles d'altérites qui les entourent sont contrôlés par des accidents cassants à fort plongement. La puissance des zones d'argilisation n'excède jamais 25–30 m. La présence de xénolithes hétérogènes complique sensiblement la morphologie des auréoles. Le schéma de la zonalité présente l'aspect suivant : 0) granite à biotite primitif ; 1) zone externe : quartz, microcline, biotite, smectite, kaolinite, dolomite ; 2) zone intermédiaire : quartz, microcline, kaolinite, smectite, ankérite ; 3) zone interne : quartz, kaolinite, de temps en temps microcline.

La genèse hydrothermale de ce type d'argilisites ne fait aucun doute, mais leur lien spatial (apparemment, également génétique) avec la minéralisation est exprimée de façon très nette, à la différence d'autres faciès d'argilisites.

Le faciès à zéolite-smectite inclut des métasomatites variées qui n'entrent pas entièrement dans le groupe des produits de lessivage acide. Il y a dans la composition de celles-ci prédominance de smectites ou de smectites entrantdans une paragenèse à zéolites. Parmi les autres minéraux, il peut y avoir présence de kaolinites, céladonite, carbonates, interstratifiés du type mica-smectites, chlorites-smectites à teneur importante (environ 50 %) d'interfoliaires gonflants, berthiérines, quartz, fluorite. Mis à part les domaines volcaniques actuels, ce faciès se rencontre aussi dans certains gîtes métallifères d'âge mésozoïque-cénozoïque (dans les gîtes et occurrences à uranium de Transbaïkalie, Bulgarie, Tchoukotski, massif de Tchechskoïé, dans les occurrences de polymétalliques et sulfures avec cuivre natif de Bulgarie, ainsi que quelques autres [Kostov *et al.*, 1971 ; Rogova, 1976 ; Petrosian & Buntikova, 1981 ; Chernikov *et al.*, 1983].

Les relations qui existent sous l'angle de l'âge et de la genèse entre les métasomatites de ce faciès et une minéralisation ne sont pas toujours bien

marquées, dans la mesure où dans beaucoup de cas les transformations hydrothermales présentent une extension locale. Parfois, les métasomatites représentent en elles-même des dépôts exploitables de zéolites et bentonites comme matières premières. Dans de nombreux cas ces métasomatites se rattachent à des champs dans lesquels s'est développé un volcanisme basaltoïde ou alors elles se sont épanouies à proximité immédiate de ceux-ci (Mongolie orientale et méridionale, Transbaïkalie) ; leur proximité dans l'espace avec un volcanisme dacito-andésitique (Bulgarie, Caucase) est moins typique.

On peut dans la composition de ce faciès distinguer trois sous-faciès : un faciès à smectite avec zéolites calciques, un faciès à smectite avec céladonite, cristobalite et zéolites Na-K à teneur élevée en silice et un faciès essentiellement composé de smectite. On connaît une minéralisation à uranium liée au premier de ces sous-faciès, qu'on a appelée type monométal à β-uranotile (Transbaïkalie, Russie). Ici, les zones subverticales des altérites ont une extension de quelques kilomètres pour une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Les minéraux métasomatiques sont presque exclusivement représentés par la laumontite et des smectites calciques, les minéraux filoniens, par la desmine, beaucoup plus rarement par la calcite et le quartz, les minéraux métallifères, par l'uranotile, dans une moindre mesure, par l'uranophane et l'autunite qui sont principalement développées dans une zone d'oxydation proche de la surface. La puissance des corps métallifères atteint 10 m, ils peuvent se suivent en profondeur jusqu'à 800 m et plus (fig. 23.5) ; les corps métallifères se présentent sous forme d'un système de filons de dépôts bréchiformes dans lesquels des fragments de granites laumontitisés sont cimentés par de la desmine et de la β-uranotile, la dernière génération de zéolites s'étant développée plus tardivement que les minéraux d'uranium et la calcite terminant le processus de dépôt des minéraux filoniens. Dans les roches périmétallifères la zonalité métasomatique n'est presque pas du tout perceptible, seule l'augmentation de la teneur en zéolites (laumontite) des zones voisines des fissures où l'altération est maximale, en est la manifestation.

Un autre sous-faciès de métasomatites auquel participent presque exclusivement des zéolites riches en silice du groupe de la heulandite est largement développé dans de nombreux domaines de paléovolcanisme, où il occupe des surfaces importantes, mais renferme parfois aussi une minéralisation métallifère d'importance économique. Ainsi, par exemple, dans la partie nord de la caldeira de Touloukouevskoïé (Transbaïkalie), il y a en liaison avec ces métasomatites développement de pechblende-coffinite avec arsenic natif (fig. 23.6). L'altération affecte une surface de l'ordre de 15–20 km^2, l'ensemble de la coupe de roches volcanogènes d'une puissance de 500–600 m et, en partie, les granitoïdes du Paléozoïque ancien du socle. Les corps métallifères présentent

une allure stratiforme fissurée. Les zéolites sont principalement représentées par des clinoptilolites à Na-K et des mordénites, ces dernières remplissant principalement des filonnets transverses ; les smectites se rapportent à des variétés à Na ou Ca-Na de rang élevé. Les corps métallifères sont entourés d'auréoles de berthiérinisation métasomatique accompagnant la minéralisation, mais au toit on note des carbonates de Fe-Mg. La zonalité verticale n'est presque pas développée et c'est seulement à grande profondeur qu'on note des interstratifiés à mica-smectite.

Les formations métasomatiques filoniennes accompagnant la minéralisation dans les argilisites sont étroitement associées dans l'espace à des dépôts métallifères ; elles ont souvent une nature métasomatique, mais peuvent aussi être le résultat d'une précipitation dans des cavités et fissures ouvertes. Elles se développent un peu plus tard que les auréoles des argilisites, mais précèdent les stades productifs de minéralisation ; dans les autres cas, elles peuvent se présenter en même temps que les minéraux métallifères ou plus tard que ceux-ci. La composition minéralogique des métasomatites associées à la minéralisation est relativement simple ; elle est représentée par la berthiérine, des carbonates (principalement de fer), l'adulaire, des interstratifiés, plus rarement des zéolites et la fluorite, la tosudite, etc. La berthiérine est vraisemblement le plus répandu de ces minéraux, celle-ci étant particulièrement typique des gisements à uranium et or-argent. Le développement de celle-ci se fait toujours à un degré nettement moindre que dans les argilisites, mais la dimension des auréoles excède toujours grandement celle des corps métallifères. Le trait le plus typique des berthiérines se retrouve dans les ségrégations métasomatotiques ; elle forme, en outre, le plus souvent des pseudomorphoses dans le plagioclase préalablement kaolinisé et dans la biotite. A l’exception des variétés à 7 Å, on rencontre parfois aussi des variétés interstratifiées. Les carbonates forment des systèmes de minces filonnets, aussi bien que des zones de carbonatisation métasomatique. Parmi ceux-ci ce sont des variétés ferrifères ou manganésifères de la série sidérite-magnésite, sidérite-rhodochrosite, de même que les ankérites qui dominent. On observe plus rarement aux contacts des filons métallifères un développement de franges peu épaisses et de zones étroites d'hydromicas et d'interstratifiés du type mica-smectite. On observe presque toujours l'adulaire comme minéral associé à la minéralisation dans de nombreux gisements épithermaux à or-argent des argilisites de type acide, dans lesquelles elle est d'ordinaire également focalisée dans les secteurs où se développe une minéralisation à or-sulfures.

Le dépôt des minéraux cités ci-dessus obéit, dans l'ensemble, au schéma connu du développement des processus de lessivage acide et de précipitation associée, lorsque dans la composition des minéraux associés à la minéralisation entrent des constituants empruntés aux roches encaissantes. Ne sont, toutefois, pas rares

les cas de développement de minéraux exigeant l'apport d'éléments additionnels. On peut, parmi ceux-ci, citer la tosudite lithinifère. On en connaît l'existence dans de nombreux gisements de basse température, proches de la surface, d'or, uranium, argent, mercure. La tosudite se localise d'ordinaire dans les amas de minéraux métallifères ou remplit des zones fissurées post-métallifères transverses.

Argilisites synvolcaniques des domaines de volcanisme actuel. Les métasomatites qui se rattachent aux domaines de volcanisme actif actuel ou récent du Pléistocène-Holocène comportent une quantité importante de minéraux argileux, mais également une série d'autres minéraux caractéristiques des conditions de basse température (zéolites, soufre, opale, etc.).

Le caractère des formations hydrothermales est déterminé par le type d'eaux thermales et, à un degré moindre, par la composition des roches encaissantes de départ. Parmi les eaux thermales dont l'existence est connue pour l'instant, on distingue de façon suffisamment nette trois types de base [Naboko, 1974 ; Lebedev, 1975] : 1) eaux proches de la neutralité, à basse minéralisation, principalement chloruro-sodées, non liées à des édifices volcaniques spécifiques ; 2) eaux ultraacides et acides, sulfato-chlorurées des appareils volcaniques ; 3) saumures carboniques acides, hautement concentrées, des zones de rift. Parallèlement à ces trois types, on distingue aussi trois espèces fondamentales d'altérations hydrothermales, chacune de celles-ci se caractérisant par un assemblage spécifique propre de paragenèses minérales et par une zonalité propre.

Argilisation liée à l'action de sources thermales chloruro-sodées. Les altérites des zones de décharge d'eaux thermales du type qui vient d'être cité occupent des surfaces énormes atteignant 10000 km^2 et plus, bien que le degré d'altération soit le plus souvent peu important ou modéré. On connaît dans de nombreuses régions du monde l'existence d'occurrences de ce type se rattachant principalement à la ceinture volcanique du Pacifique (Nouvelle-Zélande, Kamtchatka, Iles Kouriles, Indonésie, Japon, Philippines), bien qu'on en connaisse aussi dans d'autres régions (Islande, Italie). Les eaux thermales se caractérisent d'habitude par une température élevée atteignant 300° C et plus (Waïrakeï, Waïotapu, gisement de Moutnovskoïé, Los Azufres, Paoujetka) et une minéralisation comparativement faible, bien que dans une série de cas elle puisse atteindre 15–18 g/l. La composition de la saumure est nettement dominée par la présence de NaCl (2–12 g/l) ; les concentrations en Si, K, B sont de quelques centaines de mg/l, atteignant rarement 1–2 g/l, et les concentrations en Ca n'excèdent pas plus de 200–300 mg/l ; les teneurs en Mg, Al, Fe sont d'habitude très basses. La teneur en acide silicique correspond

approximativement à la solubilité du quartz à une température donnée. Dans la composition des gaz, le CO_2 domine nettement ; les teneurs en H_2, N_2, etc. sont insignifiantes. Certains rapports ioniques, par exemple, Na/K sont typiques, s'établissant, en règle générale, autour de 10–12 et ce n'est seulement que dans des eaux diluées de basse température, mais aussi dans les systèmes où il y a contribution d'eau de mer, que ce rapport monte jusqu'à 20 et plus. Le pH des eaux à l'exutoire après dégazage est de 7,2–8,2, toutefois, dans les conditions naturelles, avant dégagement de la vapeur, l'acidité des solutions est nettement plus élevée. Ainsi, les mesures directes du pH effectuées dans des sondages donnent des valeurs de 5,3–6,5 à 140–150° C [Zhdanov *et al.*, 1994]. Par conséquent, les eaux de ce type sont en fait proches de la neutralité et faiblement acides.

En schématisant de façon approximative, la zonalité verticale des altérites hydrothermales peut être représentée sous forme de quatre zones qui se succèdent de haut en bas. La première de ces zones se forme aux dépens d'une oxydation de l'hydrogène sulfuré ; sa puissance est de 0 à 50–60 m, les minéraux caractéristiques étant la kaolinite, l'opale, l'alunite, les hydroxydes de fer. La deuxième zone est constituée d'argilisites proprement dites de composition zéolite-smectite. La troisième zone se caractérise par le développement d'interstratifiés du type micas-smectites, chlorites-smectites (passant à des illites et chlorites avec une augmentation de la température jusqu'à 200-230° C), de waïrakite, calcite, prehnite, quartz, épidote, adulaire, albite. La température peut, à la base de cette zone, atteindre 260° C. La quatrième zone est représentée par des roches propylitisées avec chlorite, épidote, albite, adulaire, calcite, parfois avec actinolite, andradite, apatite dans les systèmes où la température est la plus élevée (gisement de Moutnovskoïé au Kamtchatka, Los Azufres, Philippines) [Steiner, 1977 ; Cathelineau *et al.*, 1989]. Ici, l'illite se transforme en mica composé de phengite ou de muscovite dans une fourchette de température de 270–310° C.

Un type de zonalité quelque peu différent s'observe dans des systèmes géothermiques dont la coupe montre une nette prédominance de vulcanites de composition basique, en Islande, dans les systèmes hydrothermaux de Hveragerþi, Reykjanes, Hengill [Kristmannsdottir, 1975 ; Fridleifsson, 1991]. Bien que la composition des hydrothermes soit proche de celle de l'eau de mer, celle-ci se distingue néanmoins par des valeurs de pH plus basses se situant autour de 4,5 et par des teneurs beaucoup plus élevées en constituants métallifères. La profondeur des sondages atteint à peu près 3 km et la zonalité métasomatique verticale présente l'aspect suivant (de haut en bas) :

1. Zone à zéolite-smectite : mordénite, laumontite, calcite, analcime, nontronite, saponite. La limite de cette zone se situe sur l'isotherme ~ 200° C et une profondeur de 400–700 m.

2. Zone à interstratifiés du type chlorites-smectites avec waïrakite, parfois prehnite, calcite ; sa limite se situe sur l'isotherme 230–240° C et à une profondeur de 800-1200 m.

3. Zone à chlorite-épidote. La chlorite remplace les interstratifiés vers 230-240° C, l'épidote se formant au delà de 260° C ; la profondeur limite est de 1700 m.

4. Zone à épidote-actinolite : l'actinolite est stable au delà de 300° C.

Dans l'ensemble, dans ce groupe d'altérations hydrothermales le facteur température joue un rôle déterminant et exerce une influence maximale sur le caractère des transformations minérales. Ainsi, on observe, par exemple, dans tous les systèmes géothermiques les successions suivantes de minéraux argileux d'altération (dans le sens croissant de la température) : verre volcanique acide ou plagioclase → smectite → interstratifié à mica-spmectite → illite → séricite (muscovite) ; ou pour un verre volcanique basique : nontronite (saponite) → corrensite → chlorite ; pour les zéolites : clinoptilolite → mordénite → laumontite → waïrakite.

Les altérations hydrothermales liées à l'action d'hydrothermes acides et ultraacides se rapportent au type solfatarien, c'est-à-dire à des modifications dont la forme est, à un haut degré, déterminée par la présence de l'ion sulfate. Ce type d’altération peut être subdivisé en deux groupes : un type sulfaté proprement dit, de subsurface, et un type abyssal chloruro-sulfaté.

Une argilisation de subsurface se manifeste principalement comme résultat d’une oxydation de l'hydrogène sulfuré présent dans les hydrothermes et peut aussi s'observer sur les pentes d'appareils volcaniques. La température des eaux n'excède habituellement pas 100° C, le pH se situe dans la fourchette de 1,5–4, la minéralisation générale atteignant quelques g/l. L’épaisseur des roches transformées va de quelques mètres à 50–60 m. La zonalité métasomatique verticale présente d'ordinaire l'aspect suivant (de haut en bas) : opalites, opalites avec alunite, kaolinite avec alunite, kaolinite, interstratifiés à kaolinites-smectites, illites-smectites, roches de départ. La particularité des hydrothermalites de subsurface réside dans le large développement d'associations en déséquilibre et de phases métastables, par exemple, pyrite avec marcassite, pyrrhotine et greigite, kaolinite avec métahalloysite, interstratifié du

type kaolinite-smectite. Ce sont l'oxydation de l'hydrogène sulfuré et la dilution des hydrothermes par les eaux météoriques qui constituent les principaux facteurs déterminant la formation des minéraux.

Le trait caractéristique du lessivage acide de profondeur est la très grande échelle à laquelle il se manifeste. Il est conditionné par l'action d'eaux chloruro-sulfatées ultraacides, liées génétiquement et spatialement à des édifices volcaniques, généralement du type andésitique, se trouvant en état de sommeil prolongé. La température des hydrothermes atteint 320° C (sans doute encore plus dans les parties profondes), le pH va de 0 à 3,5 ; des anions, ce sont les ions chlore et sulfate qui l'emportent, la minéralisation générale atteint 10 g/l, toutefois, dans les systèmes les plus acides où le pH est voisin de 0, elle atteint même 100 g/l [Delmelle & Bernard, 1994]. Ces manifestations constituent généralement une caractéristique des arcs insulaires. On en connaît l'existence au Japon (systèmes hydrothermaux d'Otake, Hatchobaru, Matsukawa), en Indonésie (îles de Sumatra et Java), à Taïwan, aux Philippines, dans les Iles Kouriles (Kounachir, Paramouchir).

Un exemple très marqué d'un développement d'argilisites acides est représenté par les systèmes géothermiques des Philippines, en particulier, le champ thermal de Tongonan [Reyes, 1991]. Les eaux acides atteignent une température de 320° C à la profondeur de 2400 m, le pH (à l'émergence) est d'environ 4–4,7, les teneurs en chlore excèdent celles en ion sulfate de 3–20 fois, la minéralisation générale est de 11 g/l Les métasomatites se concentrent exclusivement le long de zones de dislocation à fort plongement, leur épaisseur ne dépasse habituellement pas plus de quelques dizaines de mètres, mais la zonalité latérale n'a pas fait l'objet d'une étude suffisante. Le motif de base de la zonalité verticale est représenté par une modification des zones ayant l'aspect suivant de haut en bas :

1. kaolinite + alunite + soufre + pyrite (jusque 120° C)
2. dickite + kaolinite + alunite + anhydrite (120–200° C)
3. dickite + pyrophyllite (200–250° C)
4. pyrophyllite + illite (230–320° C).

Dans la partie supérieure de la coupe il peut y avoir, en outre, présence d'opale, de tridymite, de cristobalite, mais à grande profondeur il existe, dans les métasomatites acides, des zones de greisénisation embryonnaire, caractérisées par la présence de topaze, lazurite, tourmaline, zunyite, fluorite et muscovite. Il apparaît que partout les zones de métasomatites acides sont plus tardives par rapport aux argilisites du type quasi neutre (fig. 23.7).

La question portant sur la source des hydrothermes acides et ultraacides n'est pas entièrement résolue et certains auteurs proposent une genèse météorique de ces eaux comme résultat de l'oxydation du soufre. Cependant, si l'on prend en considération les conditions géologiques relatives aux manifestations thermiques de ce type, leur relation avec des régions géodynamiques déterminées, les teneurs élevées en soufre, chlore et fluor des eaux thermales, le caractère abyssal du développement des altérites, il est plus réaliste de leur attribuer une genèse magmatique. Dans une des variantes possibles, il est vraisemblable qu'on ait à faire à un processus de dissolution de gaz magmatiques juvéniles dans les eaux météoriques d'une boue du type stratiforme-fissural. La zonalité verticale et latérale qu'on observe dans les altérations métasomatiques coïncide dans une grande mesure avec la zonalité des gisements épithermaux du type sulfaté acide (advanced argillization).

Altérations hydrothermales liées à l'action des saumures chaudes. Ce type d'altération est lié aux systèmes de rifts actuels se rapportant (mais pas toujours) à des formations volcaniques ou extrusives. On rattache à ce type les saumures d'acide carbonique à haute température des champs géothermiques de Salton-Sea (Californie), de Cerro-Prieto (Mexique) et autres occurrences mineures s'étendant dans la zone de rift du Golfe de Californie ; il semble que les saumures de la presqu'île de Tcheleken (Turkménistan), du graben de la Mer Rouge, etc. soient également proches de ce type. Ces dernières n'ont pas fait l'objet d'une étude au point de vue altérations hydrothermales et leur lien avec des manifestations magmatiques fait défaut. La spécificité des eaux thermales réside dans la minéralisation générale très élevée (jusqu'à 260-280 g/l) et souvent les teneurs élevées en acide carbonique (jusqu'à quelques g/l). Dans les gisements du rift californien la saumure bouillante atteint une température de 350–390° C. Les roches encaissantes sont représentées ici par des faciès deltaïques de roches sédimentaires. Sur le territoire de l'occurrence thermale de Salton-Sea on a mis en évidences cinq jeunes dômes rhyolitiques et scoriacés d'un âge de 10–16 mille ans. Ces extrusions sont partiellement recouvertes par des sédiments, mais dans trois d'entre elles il y a émission de gaz (principalement de CO_2) auquel s'ajoute de la vapeur d'eau provenant de fissures, décrivant des linéaments plus puissants de direction nord-ouest [Muffler & White, 1969]. Il n'est, toutefois, pas exclu que dans ces systèmes la source principale de chaleur est liée non à des manifestations magmatiques concrètes, mais à des processus plus profonds, ayant conditionné la formation de "jeunes océans" que se révèlent être les rifts du Golfe de Californie, de la Mer Rouge et autres.

Bien que la profondeur des sondages pratiqués atteigne 4,5 km, on rencontre des températures très élevées en divers endroits. Les eaux thermales sont

principalement des eaux chlorurées à potassium, calcium et sodium, à teneurs élevées en composants métalliques ; leur teneur en dioxyde de carbone atteint 96 % dans la phase gazeuse et 5 g/l dans la saumure, la valeur du pH étant de 4,6–5,5 à 25° C.

Les altérites hydrothermales occupent des surfaces atteignant des dizaines de km^2 et sont contrôlées par des zones perméables et des accidents cassants. La zonalité métasomatique verticale est très similaire à celle du type I d'altération quasi neutre des domaines volcaniques. La différence principale réside dans l'absence totale de zéolites néoformées et dans le développement peu important des feldspaths adulaire et albite (fig. 23.8).

Conditions de formation des argilisites. La détermination des conditions de formation des argilisites est compliquée par l'absence de constantes thermodynamiques fiables pour les smectites, zéolites, berthiérines et aussi par l'insuffisance de recherches expérimentales dans le domaine des basses températures. On peut, néanmoins, en tirer certaines conclusions.

Les argilisites kaolinitiques représentent indubitablement un faciès d'acidité maximale et ont des analogues manifestes parmi les argilisites solfatariennes tant de subsurface que du type abyssal. A en juger par la large distribution de l'association quartz-kaolinite avec alunite, les hydrothermes actifs peuvent présenter un caractère sulfaté ou chloruro-sulfaté avec un pH s'abaissant à 4 et moins. Seule une variété à kaolinite-carbonate de ces argilisites répondant à des conditions de plus grande fugacité du CO_2 peut présenter une certaine différence. La rareté relative de la présence dans la composition des altérites d'hydromicas potassiques et d'interstratifiés du type illites-smectites est un indicateur de la température modérée (en principe) du processus, soit environ 200° C. On n'a pas dans tous les cas développement d'une zone de réaction à smectite aux contacts avec les roches encaissantes, ce qui peut être conditionné par l'influence de facteurs cinétiques provoquant un effet de "zones évanescentes" dans la colonne métasomatique d'infiltration. Ce phénomène avait été prédit par D.S. Korzhinsky et a, par la suite, été étudié du point de vue théorique et expérimental par V.N. Balashov et P.Ch. Lichtner [1994].

Le faciès à smectite-kaolinite des argilisites correspond à des conditions d'acidité modérée, tandis que les conditions de température sont probablement proches du faciès précédent. Un indice de ceci est constitué par la présence fréquente de carbonates et un très faible développement de noyaux de quartz, l'occurrence relativement rare dans la composition des zones intermédiaires des colonnes d'interstratifiés du type illite-smectite. La présence de ces derniers n'est possible qu'à une température n'excédant pas 180–200° C, étant donné que

l'augmentation ultérieure de celle-ci entraîne la transformation des smectites en hydromicas et séricite.

En ce qui concerne les métasomatites à smectites et à zéolites-smectites, celles-ci ne sont pas typiques de conditions acides. Ces métasomatites présentent de nombreux correspondants dans les régions de décharge d'eaux thermales, ce qui permet d'affirmer qu'elles se forment dans des conditions de basse température (~ 130–150° C et moins) et proches de la neutralité. D'après des données de A.V. Zotov, les mesures directes du pH effectuées dans des sondages à haute température [Jdanov *et al.*, 1994] montrent que ces paragenèses sont stables en milieu quasi neutre ou même faiblement acide, le pH des eaux étant voisin de 6 à 140–160° C. Une extrapolation de ces données à un domaine de plus haute température met en évidence un certain glissement du domaine de stabilité des smectites vers un domaine de plus grande acidité ; ainsi, à 180–200° C, le pH des eaux doit à peu près être de 5. La laumontite, répandue si largement dans les métasomatites de la Transbaïkalie centrale, caractérise également une plage de température entièrement déterminée, allant de 120 à 200° C [Fridleifsson, 1991], pour un caractère quasi neutre des solutions. La zéolite calcique de température la plus élevée, la waïrakite, n'est absolument pas typique des gisements métallifères, bien que sa présence soit assez habituelle dans les sondages à haute température des occurrences thermales actuelles.

Il est possible que les métasomatites à chlorites, berthiérines, carbonates, hydromicas, adulaire, etc., qui accompagnent la minéralisation, prennent naissance par suite de l'ébullition de solutions [Naboko, 1974] agissant en tant que facteur d'augmentation du pH. L'éventualité d'une brusque augmentation du pH des eaux thermales à l'occasion d'un dégagement partiel du CO_2 a été étudiée théoriquement sur base du gisement de Broadlands en Nouvelle-Zélande, relativement riche en acide carbonique [Browne & Ellis, 1970]. Il a été montré que, pour une teneur primitive des eaux en acide carbonique atteignant 0,15 m, une perte de celui-ci se montant à 0,03 au dégazage entraîne une augmentation du pH de 0,6–1,2 unité ; pourtant, cette valeur n'apparaît finalement pas être importante au point d'entraîner un changement brusque des conditions d'acidité-basicité. C'est pourquoi il est, dans les cas cités, possible d'adopter le modèle du système à deux phases gaz-liquide [White *et al.*, 1971], prévoyant l'irruption de saumures saturées en métaux à un moment ultérieur au stade de lessivage acide.

La figure 23.9 représente schématiquement la distribution des divers faciès d'argilisites en fonction de la température et de l'acidité. Cette figure présente un caractère qualitatif, étant donné que la position des équilibres minéraux dépend, bien entendu, aussi dans une large mesure des concentrations des constituants

correspondants. Mais, pour certains d'entre eux, l'influence du facteur température et de l'acidité a une beaucoup plus grande importance, ce qui permet d'ailleurs de recourir à un tel genre de construction pour l'estimation approximative des conditions physico-chimiques de l'argilisation. Le reste des équilibres figurant au diagramme provient de certaines données expérimentales et numériques, mais aussi d'observations effectuées dans les régions où il y a actuellement formation de minéraux.

Dans des conditions acides les conditions limites d'argilisation sont déterminées par l'équilibre kaolinite = pyrophyllite, qui, d'après de nombreuses données expérimentales, correspond à une température d'environ 290° C. Dans des conditions de basse température l'alunite répond à des conditions de milieu très acides ; ainsi, à 90° C le pH ne doit pas excéder 2,5, mais à 200-300° C il doit rester dans la fourchette 2–3, puisque, avec la croissance de l'alcalinité, on peut voir apparaître la réaction alunite + quartz + H_2O = dickite (kaolinite) + K^+ + $4SO_4^{2-}$ + $6H^+$ [Zotov, 1967 ; Hemley *et al*., 1969 ; Inoue & Utada, 1991].

Dans des conditions subalcalines la limite de température des argilisites correspond approximativement à 190° C, déterminée par la stabilité de l'analcime [Mattews, 1980]. On recourt d'habitude à cette réaction comme indicateur des limites du faciès zéolitique du métamorphisme. Dans le champ des hydromicas et des interstratifiés à micas-smectites, la limite entre les familles des bérésites et des argilisites peut apparemment être tracée quelque part au niveau du développement d'hydromicas dont la teneur en couches gonflantes ne dépasse pas 20 %, c'est-à-dire à une température approximative de 230–250° C.

Argilisation et processus de formation métallifère. Un trait typique des argilisites est la diversité de la minéralisation de basse température : or, uranium, fluorite, antimoine, mercure, arsenic, argent, zéolites, bentonite. En présence de cette diversité, les gisements uniques au point de vue réserves ne sont pourtant pas typiques des argilisites. Presque toutes les occurrences de minéralisation métallifère des argilisites se rapportent au type superposé, lorsque la formation des métasomatites et celle des corps métallifères sont séparées par un certain intervalle de temps. Les seules exceptions sont des dépôts zéolitiques et bentonitiques de matières premières qui en eux-mêmes représentent des roches métasomatiques. Tout comme cela se passe pour les autres métasomatites de basse température, c’est seulement dans certains cas que les filons métallifères et les zones de minéralisation disséminée sont mises en parallèle avec des secteurs de lessivage extrême ; dans le cas général lui-même, ils sont disposés de manière assez arbitraire par rapport à la zonalité, bien qu'ils ne passent jamais à l’intérieur des roches inaltérées.

La productivité métallifère des argilisites dépend de leur appartenance à un faciès, ainsi que des conditions géotectoniques de leur occurrence. L'interrelation existant entre le degré de cette productivité des argilisites et le cadre géotectonique (géodynamique) de celles-ci, ainsi que les variétés de faciès des altérations hydrothermales est illustrée par le tableau 23.1. Le degré de productivité des argilisites diffère fortement. Ainsi, dans les vastes champs de roches argilisées des zones d'arcs insulaires à volcanisme actif, on ne note, en règle générale, que de rares occurrences de minéralisation métallifère. Dans ce cas le dépôt dans les régions volcaniques de minéraux métallifères a lieu dans une fourchette peu importante de profondeur, en principe, de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres, c'est-à-dire dans les secteurs où le gradient affectant les conditions extérieures se manifeste de la manière la plus intense. L'épaisseur des filonnets métallifères est peu importante ; les concentrations en métaux sont très faibles et ne sont, à de rares exceptions près, pas comparables à celles des gîtes métallifères hydrothermaux. En principe, les argilisites apobasaltiques océaniques sont même absolument stériles à l'exception de celles qui accompagnent les formations sulfurées du type "fumeurs noirs".

Les argilisites du type acide (faciès à quartz-kaolinite) sont largement répandues en liaison avec les gîtes et occurrences à antimoine-arsenic-mercure, or, or-argent, particulièrement dans les régions de marges continentales (ouest des États-Unis, nord-est de la Russie, région de l'Amour inférieur, Andes, etc.). Dans ces cas, l'ampleur de la minéralisation peut être très importante. Aux argilisites à kaolinite-smectite, correspondant à un milieu de faible acidité, correspond un large spectre de matières utiles tant métalliques (uranium, arsenic, polymétalliques) que non métalliques (fluorite). On ne note toutefois aucun gisement important lié à des métasomatites de ce type, à l'exception de certains gisements de fluorite. Comme on l’a mentionné ci-dessus, les argilisites à zéolites-smectites représentent en elles-mêmes des gisements de matériaux de sorbtion ou bien renferment des gisements mineurs de minerais d'uranium.

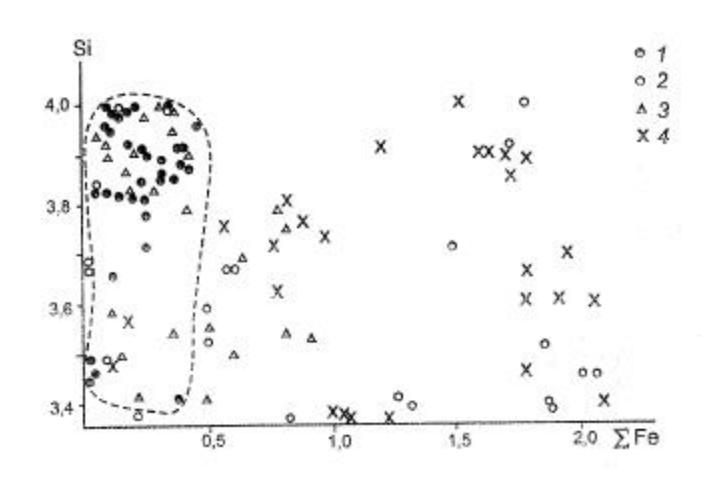


Fig. 23.1. Teneur en silice et en fer des smectites dioctaédriques
Le champ des smectites hydrothermales est délimité en traits interrompus. *1* – points figuratifs des montmorillonites et beidellites hydrothermales ; *2* – smectites dioctaédriques de la croûte d'altération météorique ; *3* – smectites sédimentaires ; *4* – smectites des basaltes océaniques altérés [Drits & Kossovskaïa, 1980, 1990 ; données personnelles]

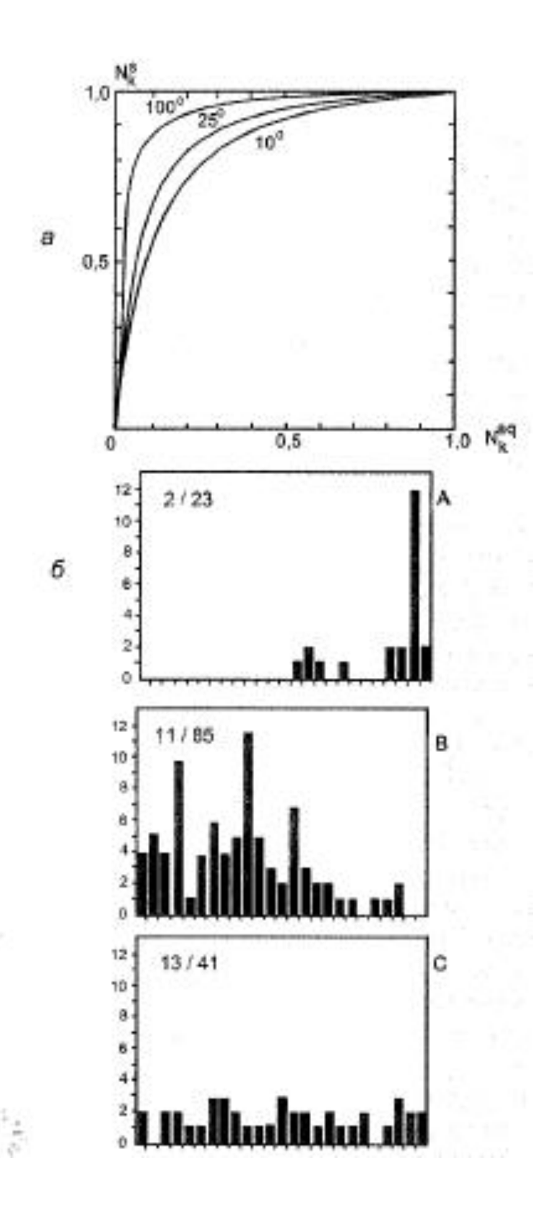


Fig. 23.2. Teneurs des alunites en potassium en fonction de la température
a – isothermes de la répartition idéale du potassium entre l'alunite et la solution, calculés pour 10, 25 et 100° C [Zotov, 1971] ; *b* – histogrammes des distributions de la teneur en potassium et en sodium d'alunites de formation distincte [Stoffregen, 1990] ; le coin supérieur gauche indique le nombre de sites à alunite et le nombre total d'échantillons analysés ; A – alunites provenant de roches métamorphiques à pyrophyllite, B – alunites provenant de gîtes métallifères hydrothermaux, C – alunites hypergènes (diagenèse et croûtes d'altération météorique)

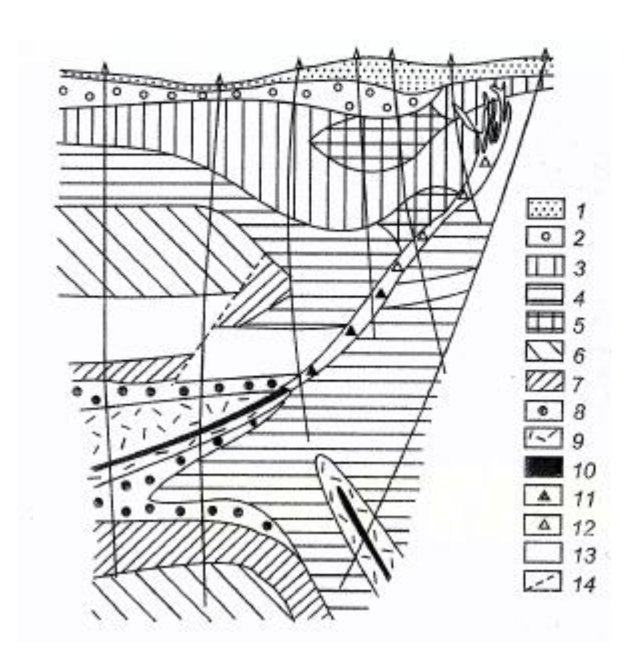


Fig. 23.3. Coupe géologique schématique des tufs altérés du gîte polymétallique de Béganskoïé [Volostnykh, 1972]
1 - diluvien ; *2–9* – zones d'altérites : *2* – à monoquartzite, *3* – à roches silicifiées avec alunite, *4* – à roches kaolinisées et silicifiées, *5* – à roches silicifiées, kaolinisées et alunitisées, *6* – zone à montmorillonite, *7* – zone à kaolinite-chlorite, *8* – zone à kaolinite-hydromica, *9* - zone à hydromica-chlorite, *10–12* – filons : *10* – à polymétalliques, *11* – à baryte et polymétalliques, *12* – à baryte ; *13* – argilites sédimentaires ; *14* – accidents cassants

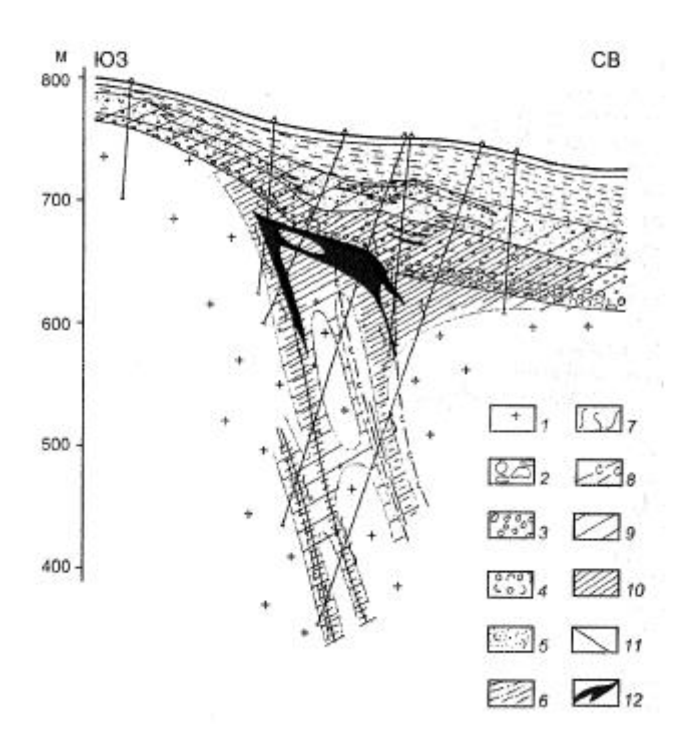


Fig. 23.4. Développement des argilisites carbonatifères à kaolinite du gîte à uranium d'Olovskoïé (Transbaïkalie orientale) ; coupe géologique schématique (d'après V.A. Golovin)

1 – granodiorites du complexe d'Olovskoïé (J_{2-3}) ; *2–3* – conglomérats à blocs et gros cailloux et grès grossiers ; *4* – grès ; *5* – tufs et grès tufacés ; *6* – aleurolites ; *7* – zones de développement de smectite tardive ; *8* – granites greisénisés ; 9–*10* – manifestations de faible et forte intensité d'argilisites composées de kaolinite et carbonate ; *11* – failles ; *12* – corps métallifères

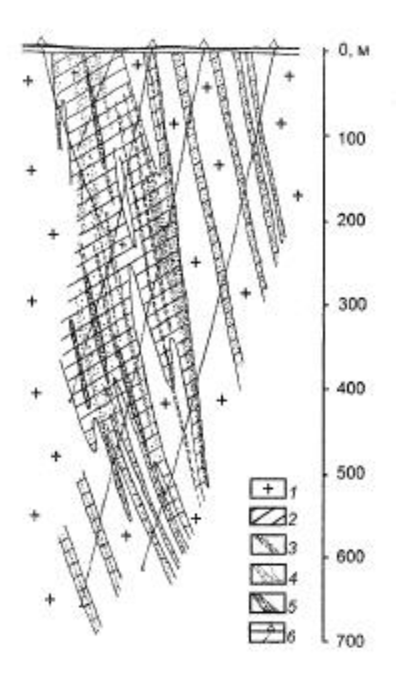


Fig. 23.5. Coupe géologique schématique à travers le gîte de Gornoïé (d'après les matériaux de V.P. Rogova, V.I. Melnikov, V.V. Davydov et des données personnelles)
1 – granites (J_3) ; *2* – zones de smectitisation ; *3* – secteurs de développement de desmine métasomatique filonienne ; *4* – zones de laumontitisation ; *5* – corps métallifères ; *6* - sondages

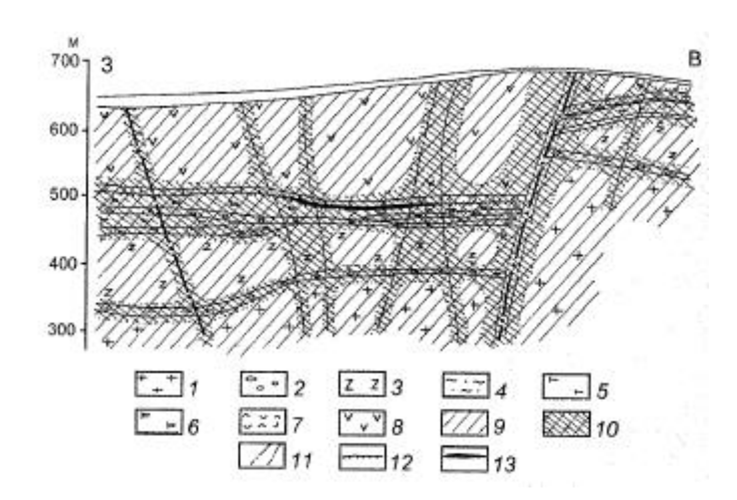


Fig. 23.6. Coupe géologique schématique à travers le gisement d'uranium de Dalnee (Transbaïkalie orientale)
1 – granitoïdes du Paléozoïque ancien ; *2* – conglomérats ; *3* – trachydacites et leurs ignimbrites ; *4* – brèches de lave ; *5* – basaltes ; *6* – andésites et andésito-basaltes ; *7* – tufs ; *8* - rhyolites et ignimbrites rhyolitiques ; *9* – secteurs de développement de smectitisation faible ou modérée ; *10* – développement intensif de smectite et de zéolites le long d’accidents cassants ; *11* – failles ; *12* – fractures à faible pendage ; *13* – corps métallifères

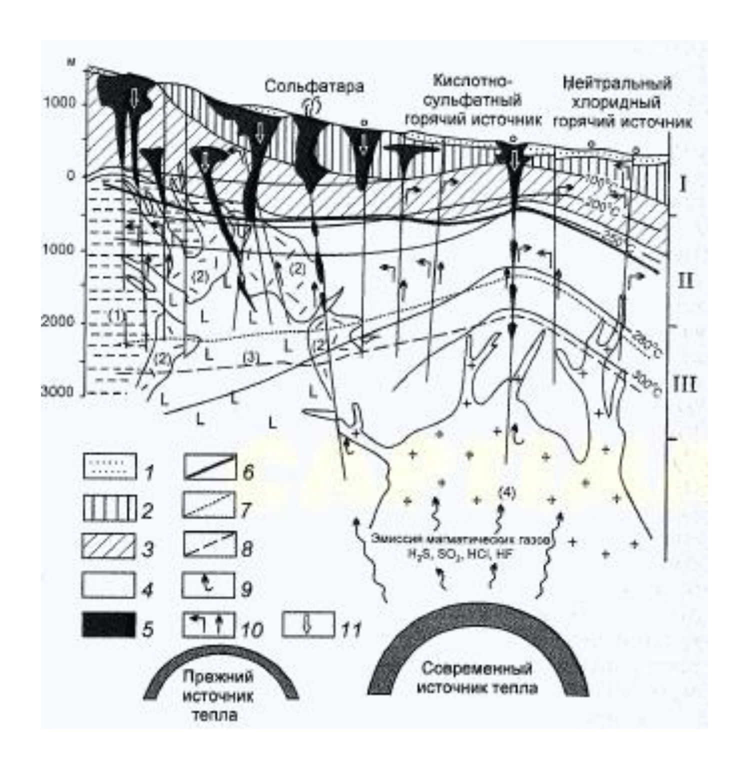


Fig. 23.7. Caractère du développement des argilisites de type ultraacide du système hydrothermal de Tongonan (Philippines) [Reyes, 1991]

1 – roches inaltérées ; *2* – zone à smectite ; *3* – zone de transition ; *4* – zone à illite ; *5* - altérites de type acide ; *6* – limite d'occurrence d'épidote ; *7* – limite d'occurrence de biotite ; *8* – limite d'occurrence d'amphibole ; *9* – courants de fluides acides abyssaux ; *10* - courants d’eaux chlorurées quasi neutres ; *11* – reflux sulfatés ; (1), (2), (3), (4) : phases successives de la mise en place des corps intrusifs du Miocène récent au ¨Pléistocène ; I – coulées de lave et vulcanoclastes du Pléistocène récent et contemporaines ; II – hyaloclastes du Pliocène récent et du Pléistocène ancien ; III – calcaires, siltites, grès, brèches sédimentaires du Miocène récent et du Pliocène. Profondeur de mise en évidence d'altérites par sondages atteignant 2,5 km

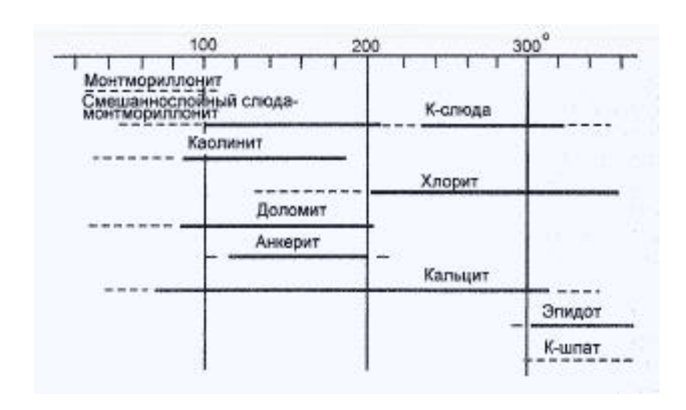


Fig. 23.8. Distribution des minéraux hydrothermaux du système géothermique de Salton-Sea en fonction de la température [Muffler & White, 1969]

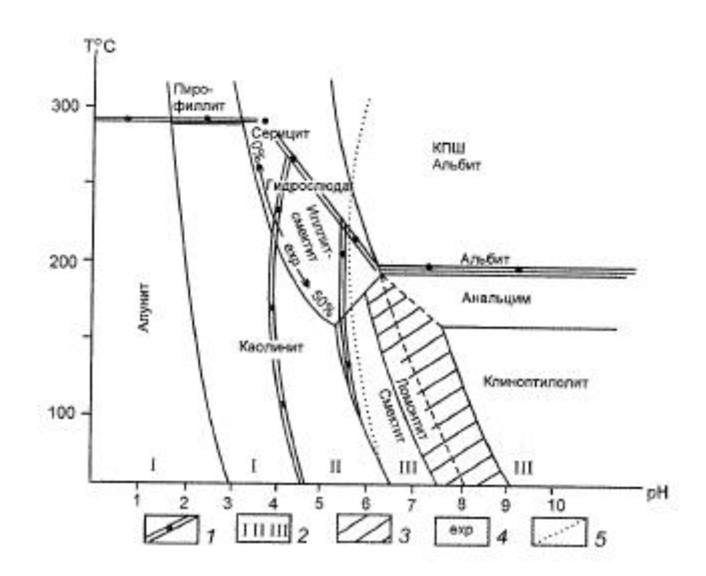


Fig. 23.9. Distribution des argilisites de divers faciès en fonction de la température et du degré d'acidité

1 – limites des domaines d'argilisites de divers faciès d'acidité ; *2* – domaines d'argilisites : I – de faciès acide (argilisites à kaolinite, à alunite-kaolinite), II – domaine des argilisites du faciès à kaolinite-smectite, III – domaine des argilisites à smectites et zéolites-smectites ; *3* – plage d’indétermination de la transition smectites-zéolites ; *4* – pourcentage d’interfoliaires gonflants dans les interstratifiés du type mica-smectite ; *5* – courbe de neutralité du pH des eaux ; exp – interstratifié du type mica-smectite dont le pourcentage d’interfoliaires gonflants n’est pas supérieur à 50 %

Chapitre 24

ROCHES MÉTASOMATIQUES

DES ZONES DE CISAILLEMENT ET DE FAILLES PROFONDES

Métasomatites carbonées. On rencontre dans de nombreux champs métallifères importants des produits d'un métasomatisme carboné [Tomson *et al.*, 1989], bien que la question de la provenance de la matière carbonée de ceux-ci reste un sujet de discussion. Le terme "métasomatose carbonée" a été mis en usage par P.F. Ivankin [Ivankin & Nazarova, 1984] qui a désigné par ce terme le processus du dépôt de matière carbonée (MC) sous l'aspect de graphite ou de diverses combinaisons hydrocarbonées dans des roches détritiques terrigènes. Primitivement la MC qui se présente dans de telles roches était considérée comme organogène, transformée et redéposée au cours de processus de diagenèse et de métamorphisme régional. Il est toutefois apparu qu'il y a enrichissement en carbone de certaines portions de séries terrigènes qui se rattachent à des zones de failles importantes ou à des zones régionales de cisaillement. En s'écartant de la faille la teneur en MC diminue, ainsi qu'on l'a observé dans la série des schistes noirs de la Primorié [Tomson *et al.,* 1989]. Dans le district du gisement aurifère de Mourountaou en Ouzbékistan, la MC enrichit dans l'étendue du champ métallifère la série minéralisée du "Besapane bigarré". Au delà du champ métallifère cette série ne renferme pratiquement plus de MC et est représentée par des micaschistes à muscovite-chlorite. On a observé des exemples de structures assez indistinctes de remplacement de grains de silicates par de la MC, mais, dans la plupart des cas, la MC est répartie dans les espaces intergranulaires ou remplit des microfissures de la roche. Ces indices permettent de supposer qu'il y a eu un apport au moins partiel de carbone dans les roches au départ de solutions (ou de gaz) et une précipitation chimogène de MC. On peut citer comme arguments supplémentaires en faveur d'une origine endogène de la MC l'enrichissement des séries de schistes noirs en divers

métaux, au nombre desquels des éléments du groupe du platine, des métaux nobles, des terres rares, mais aussi la diffusion de MC dans les champs minéralisés en sulfures au sein de séries volcanogènes. Le problème que soulève la formation des "schistes noirs" est lié à l'absence d'indices indiscutables d'un métasoma-tisme, tels que zonalité et réduction du nombre de minéraux à mesure de l'intensification du processus, mais également à la difficulté de détecter des indices structuraux de remplacement catégoriques et à l'impossibilité manifeste de déterminer les rapports paragénétiques existant entre la MC et les minéraux des roches.

Dans les séries de schistes noirs la matière carbonée est associée à la pyrrhotine, la pyrite, l'arsénopyrite, les carbonates, la séricite, l'ilménite, l'albite et le quartz. On y trouve avec constance à titre de minéraux accessoires des métaux à l'état natif (aluminium, étain, cuivre, plomb, zinc). Un point reste obscur : s’agit-il d’associations paragénétiques ou y a-t-il combinaison de produits provenant de processus différents ?

On citera comme exemples de manifestations d'un métasomatisme carboné les séries de schistes noirs des champs uranifères et aurifères de Soukhoï Log en Sibérie, de Mourountaou en Ouzbékistan, de Stillwater au Canada, des shungites de Carélie. On suggère pour expliquer le dépôt de matière carbonée à partir de fluides endogènes le mécanisme suivant : 1) oxydation d'hydro-carbures d'un fluide abyssal à l’état réduit donnant du carbone (graphite) ; 2) réactions de disproportionnement activées à mesure de l'abaissement de température du fluide, par exemple.

$$2\ CO \rightarrow CO_2 + C_{solide}\ ;\ CH_4 + CO_2 \rightarrow 2\ C_{solide} + H_2O.$$

3) dépôt d'une paragenèse graphite + séricite résultant d'une compression du fluide et d’une augmentation de son acidité [Koltsov, 1995]. Dans un cas comme dans l’autre le processus est lié à la pénétration de fluides abyssaux se trouvant à l’état réduit atteignant un niveau relativement élevé de l'écorce terrestre. La profondeur à laquelle se manifeste un métasomatisme carboné est estimée à plusieurs kilomètres.

Les séries de schistes noirs renferment non seulement une imprégnation disséminée de métaux, mais aussi des gisements importants d'uranium et d'or. Ces dernières années, les séries de schistes noirs ont donné lieu à des perspectives portant sur la découverte d'accumulations exploitables de platine et de métaux du groupe du platine [Laverov *et al.*, 1997]. La phase au cours de laquelle une minéralisation en métaux nobles et autres se superpose à des produits d’un métasomatisme carboné est précédée par une intense biotiti-sation

prémétallifère ("cornéification") et par un métasomatisme acide de faible intensité. On suppose que c’est au stade de sédimentogenèse ou de diagenèse que la teneur en métaux des schistes noirs s’établit à un niveau élevé, mais c’est à la faveur de processus hydrothermaux plus tardifs que des métaux se redéposent sous forme concentrée ; le moment de l'apport de carbone et de métaux dans le dépôt n'a toutefois pas été établi de façon certaine. La majeure partie des chercheurs est portée à considérer que, quelles que soient les variantes qui viennent d’être citées, cet apport est lié à la mise en place d'un fluide endogène le long d’accidents importants situés en profondeur.

Albitites des zones de fractures des boucliers précambriens. Les roches métasomatiques de haute température dont l'albite constitue la base, sont largement répandues dans les séries précambriennes. Les études les plus détaillées dont elles ont fait l’objet portent sur les boucliers de l’Ukraine, de l'Aldan et du Canada. Leur caractéristique se traduit par une paragenèse alcaline exprimée de la zone interne de la colonne (albite + aegyrine + riebeckite), leur localisation dans des zones de failles profondes longtemps actives et leur grande étendue tant en direction (depuis des centaines de mètres jusqu'à quelques kilomètres) qu'en extension verticale (jusque 3 km) pour une puissance de quelques dizaines de mètres.

L’étude des albitites du bouclier ukrainien a amené I.P. Shcherban [1996] à distinguer parmi ces roches quatre groupes principaux d'après le caractère du substratum dans lequel elles se sont formées et d'après la métallogénie : roches apogranitiques, apogneissiques, apojaspilitiques et roches liées à des complexes à carbonatites.

Les *albitites apogranitiques* forment des lentilles aux endroits auxquels une faille régionale subméridionale se conjugue avec un système de structures plumeuses. Le métasomatisme a affecté les roches d'un complexe ultra-métamorphique : des gneiss à biotite-quartz-plagioclase et des granites à biotite-quartz-microcline-plagioclase.

La zonalité métasomatique y présente l'aspect suivant (fig. 24.1) : 0) granite inaltéré (microcline + plagioclase + quartz + biotite) ; 1) microcline + albite + quartz + chlorite + épidote ; 2) microcline + albite + quartz + riebeckite + chlorite ; 3) albite + riebeckite + aegyrine.

On observe des colonnes dans lesquelles la zone interne est dépourvue de riebeckite et où la paragenèse biminérale albite + aegyrine est stable.

Une pareille zonalité permet de supposer une fugacité élevée de l'oxygène et une activité élevée du sodium, ainsi qu'une très grande inertie de l'aluminium et du fer ferrique parmi les constituants des roches. L"alcalinité élevée des solutions conduisant à l'albitisation est soulignée par la dissolution du quartz dans les zones internes de la colonne.

Les *albitites apogreiséniques* ne se distinguent, en principe, pas des albitites apogranitiques, sauf que, par endroits, on observe dans la zone interne la présence de phlogopite.

Les *métasomatites alcalines apojaspilitiques* ont été étudiées dans le district des mines de fer de Belozersk du bouclier ukrainien [Shcherban, 1996]. I.P. Shcherban décrit celles-ci sous l'appellation "albitites apojaspilitiques", mais ces roches ne renferment pas d'albite et il est, dès lors, rationnel de les appeler métasomatites à aegyrine-biotite ou simplement métasomatites alca-lines. On donne ci-après la zonalité des métasomatites de ce type : 0) roche inaltérée (quartz + magnétite + carbonate + chlorite) ; 1) quartz + magnétite + carbonate + riebeckite + chlorite ; 2) carbonate + riebeckite + quartz + magnétite ; 3) riebeckite + aegyrine + quartz + magnétite. L'abondance du quartz dans les quartzites ferrifères primitifs entraîne dans ce cas l'inertie de la silice presque jusqu'aux zones internes, ce qui contraste avec la colonne apogranitique. Pour le reste, les tendances sont similaires : le processus a lieu avec un accroissement d'activité du sodium et de la fugacité de l'oxygène. L'absence dans les descriptions de zones bi- et monominérales peut s'expliquer soit par une moindre intensité du processus [Shcherban, 1996], soit, ce qui est plus vraisemblable, par un développement local des paragenèses de la zone interne sous forme de poches et lentilles se trouvant isolées au milieu de zones plus externes qui se sont agrandies.

Les *albitites liées à des corps linéaires de carbonatites* forment des franges peu épaisses (de quelques mètres) autour des carbonatites. Dans ces cas, la succession des processus précoces aux processus tardifs comprend une fénitisation au cours de la phase magmatique, suivie de la formation postmagmatique de carbonatites, puis d'une albitisation. Cette dernière se superpose tant aux fénites qu'aux roches encaissant le complexe à carbonatite.

Des *albitites liées à des métasomatites à microcline* ont été observées dans la partie nord-occidentale du bouclier ukrainien, dans une bande de failles profondes. Le long de ces failles a eu lieu une vaste granitisation. L'albiti-sation se rapporte ici aux processus postmagmatiques les plus précoces (après microclinisation) ; elle a directement suivi la granitisation et a été accom-pagnée d'une minéralisation en béryllium.

Un type différent de *minéralisation au sein des albitites* est principalement représenté par une minéralisation à uranium, à l'exception des complexes de microclinites-albitites comportant du béryllium. Au sein des albitites qu'on rencontre dans les zones faillées des boucliers cristallins, une somme d'indices permet de distinguer trois types métallogéniques [Chtcherban, 1996] : 1) albitites périfiloniennes des gisements d'uranium (apogranitiques, apogneissiques et apojaspilitiques) ; 2) albitites accompagnant des carbona-tites avec minéralisation en métaux rares ; 3) albitites des gisements de béryllium, associées à des métasomatites à microcline.

Albitites des champs aurifères. La minéralisation en or est souvent accompagnée d'une albitisation périfilonienne locale. Elle se traduit par la présence dans les champs métallifères de veines d'albite auxquelles cor-respond la zone aurifère à forte teneur (par exemple, dans le gisement de Mourountaou), de franges d'albite à proximité des filons et filonnets minéralisés et de filons et corps de forme lenticulaire indépendants. A.F. Korobeïnikov a étudié la teneur en or des métasomatites albitiques de Transbaïkalie et de l'Alataou de Kouznetsk. Ces métasomatites sont représentées par des zones composées d'albite + quartz + actinolite (albite jusqu'à 50–80 % en volume), développées dans des plagiodiorites [Korobeïnikov & Shubin, 1969]. Dans la zone externe, à ces minéraux s'ajoutent l'épidote, le sphène et l'apatite. On a déterminé que la température d'albitisation a varié de 630° C au début du processus à 300° C à la fin de celui-ci. La température de formation des filonnets aurifères (quartz + sulfures + or) à partir de solutions chloruro-sodées était de 360–250° C. On a décrit dans le gisement d'or-argent de Tayoltita (Mexique) des dykes de feldspaths recoupant des vulcanites et rapportés aux corps métallifères [Randall, 1968]. Ces dykes sont composés d'albite, parfois avec adjonction d'épidote et de chlorite. La puissance de ces dykes atteint 10 m, leur extension en direction et en profondeur est de 50 m, leur âge est considéré comme prémétallifère. Directement en bordure des corps métallifères il y a développement de franges métasomatiques à albite qui, à mesure que l'on s'éloigne de ceux-ci, se modifient par épidotisation, laquelle passe aux roches encaissantes propylitisées.

Veines à phlogopite et à biotite. On a décrit en Bulgarie un type inhabituel de roches à phlogopite [Kotov *et al*., 1986]. Elles contiennent des corps métallifères d'une puissance atteignant 1–2 m, qu'on peut suivre en profondeur sur quelques dizaines de mètres, avec une extension en direction de 100–200 m. Il s'agit de roches pratiquement monominérales de phlogopite avec adjonction d'apatite, d'orthose et de carbonates. On n'a pas noté d'altération importante des roches encaissantes aux exocontacts. Ces veines sont rapportées à une zone de faille

profonde ; les auteurs supposent qu'elles sont d'origine hydrothermale, mais la genèse de ces roches à phlogopite est loin d'être établie.

On peut, à un certain degré, y rattacher les "tabachki" (dykes composés de feldspaths et biotite) des champs métallifères de Berezovsk et Kotchkar dans l'Oural central. On observe toutefois autour de pareils dykes une biotitisation des granites encaissants et des franges de biotite autour des cristaux de microcline. On suppose que la biotitisation de ces dykes a un caractère métasomatique. Les "tabachki" se sont formés après le dépôt de minerais pauvres en or [Borodaevskiy & Cheremisov, 1981] et au processus de biotitisation sont liées une reprécipitation d'or et la formation de secteurs de minerais riches.]

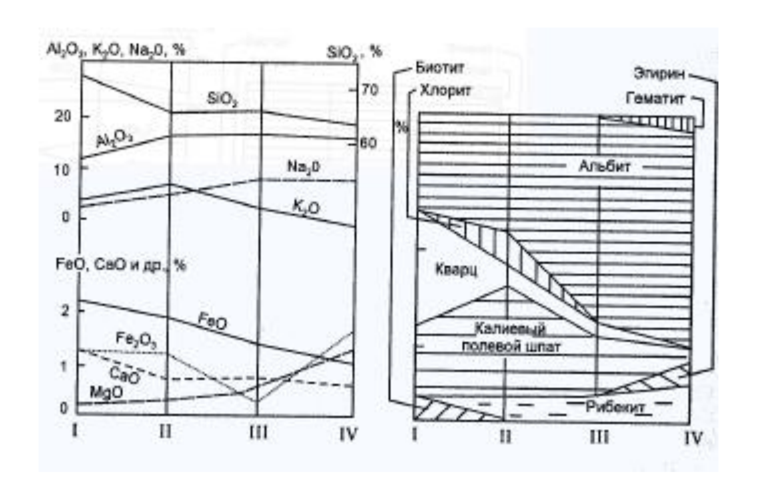


Fig. 24.1. Modification des compositions chimique et minéralogique des granites lors de l'albitisation [Shcherban, 1996]
I–IV – numéros des zones

GLOSSAIRE ABRÉGÉ DE TERMES MÉTASOMATIQUES

ET LEURS SYNONYMES

Zodites [Spiridonov, 1991] – synonyme de listwaenites. Sa particularité spécifique est la présence de chrombeidellite et de dickite chromifère dans une paragenèse de listwaenite. Ont été signalées dans le gîte aurifère de Zod en Arménie.

Métasomatites à quartz-feldspaths – formations métasomatiques d'endo-contact du stade postmagmatique précoce dans les massifs de granitoïdes hypoabyssaux et subvolcaniques. Se rencontrent dans divers environnements géologiques : dans des gisements de skarns à métaux rares et polymétalliques, gisements porphyriques de cuivre et molybdène, gisements de greisens à métaux rares et certains gisements aurifères. Composition : quartz + feldspath potassique + albite. Précèdent les skarns, les greisens et les métasomatites à quartz-séricite. S'applique également à certaines métasomatites alcalines des zones de faillées, ce qui peut entraîner des malentendus sur des questions de genèse.

Métasomatisme silico-alcalin (métasomatisme à K-Si) – terme collectif désignant des processus de formation principalement de méta-somatites à quartz-feldspaths de genèse diverse. Est appliqué dans la littérature américaine en rapport avec des roches à quartz-séricite et produits ″d'argilisation avancée″, ce qui est inexact, étant donné que de telles roches se révèlent être le résultat d'un métasomatisme acide (bien que la teneur en potassium dans les roches puisse croître, son activité dans la solution est inférieure à la stabilité des feldspaths).

Métasomatisme mantellique – processus de modification locale de la composition chimique et minéralogique de la matière mantellique sous

l’action de fluides ascendants d’origine profonde. A stricte-ment parler, ce processus ne tombe pas entièrement sous la définition de processus métasomatique, mais peut plutôt être défini comme métamagmatique, étant donné qu’il représente l’interaction d’un fluide avec un magma. Les produits du métasomatisme mantellique ont été étudiés dans des xénolithes répondant à la composition présumée de la matière mantellique.

Oksétalites [Kazitsyne, 1970] – terme désignant un ensemble de faciès à orthose, carbonates, séricite, tourmaline et albite, dont les initiales ont servi à forger ce terme. Celui-ci ne s’est pas implanté et n’est presque pas utilisé dans la littérature.

Argilisation avancée (advanced argillic alteration) – métasomatisme acide de basse température avec remplacement des roches de départ par du quartz avec kaolinite ou avec hydromica, parfois avec alunite (type sulfaté acide).

Métasomatites alcalines à quartz-albite-microcline et métaux rares (kvalmites) [Koudrine, 1978] – synonyme de métasomatites alca-lines (à feldspath potassique et albitites) existant dans les zones de failles des boucliers cristallins. Terme superflu.

Phyllisites (phyllic alteration) – métasomatites à quartz-séricite des gise-ments porphyriques de cuivre et molybdène. Peu utilisé dans la littérature russe.

Métasomatisme fragmentaire [Tsarev, 1984] – désigne un processus de métasomatisme sélectif dans lequel le remplacement se fait au sein d’un réseau de fissures. Les blocs résiduels de roche inaltérée acquièrent du fait du remplacement une forme arrondie, semblable à un galet de conglomérat. De telles roches sont souvent décrites comme brèches tectoniques à cause de la similitude morpho-logique.

Zwitters [Kovalenko *et al*., 1974] – greisens dans lesquels le mica est représenté par la zinnwaldite. Renferme une minéralisation en étain, tungstène, plus rarement tantale et niobium.

Charoïtisation [Birioukov & Berdnikov, 1992] – processus de méta-somatisme alcalin dans lequel des roches métamorphiques encaissantes sont remplacées par une amphibole alcaline finement fibreuse, la charoïte (tcharoïte), découverte par V.P. Rogova et constituant une pierre de construction de valeur. On n'en connaît jusqu’à présent qu’une seule

occurrence, le bassin de la rivière Tchara en Transbaïkalie, d’où sont tirés les noms du minéral et du processus.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Note des traducteurs :

АН СССР	=	Академия Наук Союза Советских Социалистических Республик
AS URSS	=	Académie des Sciences de l'Union des Républiques Socialistes Soviétiques
АН КазССР	=	Академия Наук Қазахской Советской Социалистической Республики
AS RSSKaz	=	Académie des Sciences de la République Socialiste Soviétique du Kazakhstan
АН УзССР	=	Академия Наук Узбекской Советской Социалистической Республики
AS RSSOuz	=	Académie des Sciences de la République Socialiste Soviétique d'Ouzbékistan
АН АрмССР	=	Академия Наук Армянской Советской Социалистической Республики
AS RSSArm	=	Académie des Sciences de la République Socialiste Soviétique d'Arménie
РАН	=	Российская Академия Наук
ASR	=	Académie des Sciences de Russie

Abdullaev Kh.M. Géologie des skarns à scheelite d'Asie centrale. Tachkent, Édition AS RSSOuz, 1947, 399 p.

Абдуллаев Х.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Издательство АН УзССР, 1947, 399 с.

Abramov S.S. & Borisovskiy S.E. Types de granites oxydés et désoxydés du champ métallifère de l'Agadyr, Kazakhstan central : géochimie, minéralogie, interaction avec les roches encaissantes. Pétrologie, 1996, t. 4, n° 1, pp. 78-104

Абрамов С.С. и Борисовский С.Е. Окисленный и восстановленный типы граиитоидов Агадырского рудного поля, Центральный Казахстан : геохимия, минералогия, взаимодействие с вмещающими породами. Петрология, 1996, т. 4, №1, с.78-104.

Alekhin Yu.V., Vakulenko A.G. & Lakshtanov L.Z. Effet de filtration et lien de celui-ci avec le transport de masse par convection et diffusion. *In* : Modèles dynamiques de géochimie physique. Novosibirsk, Nauka, 1982, pp. 114-162.
Алехин Ю.В., Вакуленко А.Г. и Лакштанов Л.З. Фильтрационный эффект и его связи с конвективным и диффузионным массопереиосом. *In* : Динамические модели физической геохимии. Новосибирск, Наука, 1982, с. 114-162.

Aleksandrov S.M., Barsukov V.L. & Shcherbina V.V. Géochimie du bore endogène. Moscou, Nauka, 1968, 174 p.
Александров С.М., Барсуков В.Л. и Щербина В.В. Геохимия эндогенного бора. Москва, Наука, 1968, 174 с.

Altérations métasomatiques des roches encaissantes et leur rôle dans la minéralisation. *In* : Travaux de la 1[e] conférence sur le métasomatisme périmétallifère. Moscou, Nedra, 1966.
Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. *In* : Труды I конференции по околорудному метасоматизму. Москва, Недра, 1966.

Andreeva Ye.D. & Kononova V.A. Séries magmatiques alcalines, leur genèse, causes de diversité. *In* : Problèmes de pétrologie, de minéralogie et de genèse des minerais. Moscou, Nauka, 1983, pp. 107-113.
Андреева Е.Д. и Кононова В.А. Щелочные магматические серии, их генезис, причины разнообразия. *In* : Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. Москва, Наука, 1983, с. 107-113.

Andreeva O.V. & Golovin V.A. Processus métasomatiques dans un gisement d'uranium. Géologie soviétique, 1979, n° 5, pp. 65-75.
Андреева О.В. и Головин В.А. Метасоматические процессы на урановом месторождении. Советская геология, 1979, №5, с. 65-75.

Andreeva O.V., Aleshin A.P. & Golovin V.A. Zonalité verticale des altérations périmétallifères dans le gisement d'uranium d'Antey-Streltsovskoié (Transbaïkalie orientale, Russie). Géologie des gisements métallifères, 1996, t. 38, n° 5, pp. 396-411.
Андреева О.В., Алешин А.П. и Головин В.А. Вертикальная зональность околорудных преобразований на месторождении урана Антей-Стрельцовское (Восточное Забайкалье, Россия). Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, №5, с. 396-411.

Balashov V.N. Transport par diffusion dans les systèmes hydrothermaux. Thèse de doctorat, Tchernogolovka, 1992.
Балашов В.Н. Диффузионный перенос в гидротермальных системах. Автореферат докторской диссертации, Черноголовка, 1992.

Balashov V.N. Description mathématique d'un modèle de zonalité métasomatique avec minéraux à plusieurs constituants. Rapports de l'AS URSS, 1985, t. 280, n° 3, pp. 746-750.
Балашов В.Н. О математическом описании одной модели метасоматической зональности с многокомпонентными минералами. Доклады АН СССР, 1985, т. 280, №3, с. 746-750.

Balashov V.N. & Zaraïsky G.P. Recherche théorique et expérimentale du processus de décompaction des roches au cours de leur réchauffement. Études de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1989, fasc. 10, pp. 69-100.
Балашов В.Н. и Зарайский Г.П. Экспериментальное и теоретическое исследование процесса разуплотнения горных пород при нагревании. Очерки физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1989, вып. 10, с. 69-100.

Balashov V.N. & Lebedeva M.I. Passage à l'équilibre local au cours du développement d'une zone bimétasomatique de diffusion. Rapports de l'AS URSS, 1989, t. 307, n° 3, pp. 703-707.
Балашов В.Н. и Лебедева М.И. О переходе к локальному равновесию при развитии диффузионной биметасоматической зоны. Доклады АН СССР, 1989, т. 307, №3, с. 703-707.

Balashov V.N. & Likhtner P.Ch. Zones évanescentes dans la zonalité métasomatique d'infiltration. Rapports de l'AS URSS, 1991, t. 321, n° 6, pp. 1242-1246.
Балашов В.Н. и Лихтнер П.Ч. Исчезающие зоны в инфильтрационно-метасоматической зональности. Доклады АН СССР, 1991, т. 321, №6, с. 1242-1246.

Balashov V.N. & Khudryaev V.S. Modélisation numérique de la zonalité métasomatique d'infiltration à l'équilibre local : programme EHS. *In* : Problèmes expérimentaux en géologie. Moscou, Nauka, 1994, pp. 456-478.
Балашов В.Н. и Худряев В.С. Численное моделирование инфильтрационной метасоматической зональности при локальном равновесии :

Программа EHS. *In* : Экспериментальные проблемы геологии. Москва, Наука, 1994, с. 456-478.

Balashov V.N., Korotaev M.Yu. & Zaraïskiy G.P. Filtration stationnaire des solution du système H_2O–NaCl dans des conditions d'hétérogénéisation. Géochimie, 1988, n° 11, pp. 1602-1611.
Балашов В.Н., Коротаев М.Ю. и Зарайский Г.П. Стационарная фильтрация растворов системы H_2O–NaCl в условиях гетерогенизации. Геохимия, 1988, №11, с. 1602-1611.

Bardina N.Yu & Popov V.S. Systématique des roches métasomatiques et des faciès du métasomatisme de faible profondeur. Géologie soviétique, 1991, n° 6, pp. 48-56.
Бардина Н.Ю. и Попов В.С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин. Советская Геология, 1991, №6, с. 48-56.

Bardina N.Yu. & Popov V.S. Fénites : systématique, conditions de formation et signification pour la formation du magma crustal. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1994, vol. 123, n° 6, pp. 1-19.
Бардина Н.Ю. и Попов В.С. Фениты : систематика, условия формирования и значение для корового магмаобразования. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1994, ч. 123, №6, с. 1-19.

Batuner L.M. & Pozin M.Ye. Méthodes mathématiques en technique chimique. Leningrad, Goskhimizdat, 1955, 481 p.
Батунер Л.М. и Позин М.Е. Математические методы в химической технике. Ленинград, Госхимиздат, 1955, 481 с.
TRADUCTION : *Batuner L.M. & Posin M.Je.* Mathematische Methoden in der chemischen Technik. Berlin, Verlag Technik, 1958.

Bazarov M.P. Thermodynamique. Moscou, Fizmatizdat, 1961, 292 p.
Базаров М.П. Термодинамика. Москва, Физматиздат, 1961, 292 с.

Bazheev Ye.D., Reif F.G. & Ishkov Yu.M. Présence de métaux dans les solutions hydrothermales d'après les analyses d'inclusions fluides. *In* : Complexes magmatiques et gisements métallifères. Oulan-Oudé, Filiale bouriate du département Sibérie de l'AS URSS, 1986, pp. 62-70
Бажеев Е.Д., Рейф Ф.Г. и Ишков Ю.М. Металлоносность гидротермальных растворов по результатам анализа флюдных включений. *In* : Магматические комплексы и рудные месторождения. Улан-Удэ,

Бурятский филиал Сибирского Отделения (БФ СО) АН СССР, 1986, с. 62-70.

Belonozhko V.M. & Shmulovich K.I. Recherche sur le fluide dense dans les micropores (roches) par la méthode de la dynamique moléculaire. Géochimie, 1986, n° 11, pp. 1523-1534.
Белоножко В.М. и Шмулович К.И. Исследование плотного флюда в микропорах (горных породах) методом молекулярой динамики. Геохимия, 1986, №11, с. 1523-1534.

Belyaev G.M. & Rudnik V.A. Zonalité et complémentarité des produits du métasomatisme comme base d'une analyse de la formation de ceux-ci. *In* : Métasomatisme et mineralisation. Moscou, Nauka, 1978, pp. 34-47.
Беляев Г.М. и Рудник В.А. Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 34-47.

Benson S. Bases de la cinétique chimique. Moscou, Mir, 1964.
Бенсон С. Основы химической кинетики. Москва, Мир, 1964.
TRADUCTION DE : *Benson S.W.* The foundations of chemical kinetics. New York, McGraw-Hill, 1960, 704 p.

Beus A.A. Gisements d'albitites. *In* : Genèse des gîtes métallifères endogènes. Moscou, Nedra, 1968, pp. 303-375.
Беус А.А. Альбититовые месторождения. *In* : Генезис эндогенных рудных месторождений. Москва, Недра, 1968, с. 303-375.

Beus A.A., Severov E.A., Sitnin F.F. & Subbotin K.D. Granites albitisés et greisénisés (apogranites). Moscou, Édition AS URSS, 1962, 196 p.
Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин Ф.Ф. и Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Москва, Издательство АН СССР, 1962, 196 с.

Bilibin Yu.A. Provinces métallogéniques et époques métallogéniques. Moscou, Gosgeoltekhizdat, 1955, 85 p.
Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Москва, Госгеолтехиздат, 1955, 85 с.

Biryukov V.M. & Berdnikov N.V. Du lien paragénétique de la minéralisation en chanoïte avec les métasomatites alcalines. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1992, t. 121, fasc. 6, pp. 59-76

Бирюков В.М. и Бердников Н.В. О парагенетической связи чароитовой минерализации с щелочными метасоматитами. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1992, т. 121, вып. 6, с. 59-76.

Bogolepov V.G. Bases des nouvelles idées génétiques pour les recherches de la minéralisation en métaux rares au Kazakhstan. *In* : Problèmes de géologie des ressources minérales du Kazakhstan. Alma-Ata, Institut des matières premières du Kazakhstan, 1979, pp.456-478.

Боголепов В.Г. Основы новых генетических представлений для поисков редкометального оруденения в Казахстане. *In* : Проблемы геологии полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, Казахский институт минерального сырья (КазИМС), 1979, с. 456-478.

Bogolepov V.G. Greisens, leurs différences d'après les conditions de formation des minéraux et par rapport aux autres formations similaires du point de vue minéralogique. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1992, t. 121, n° 3, pp. 60-72.

Боголепов В.Г. Грейзены, их отличия по условиям минералообразования от других минералогически сходных образований. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1992, т. 121, №3, с. 60-72.

Bogolepov V.G., Marinkin O.S., Kulikovskiy A.S., Shurunov M.V. & Gulyaeva N.Ya. Structure, composition et répartition de la minéralisation dans les corps basiques de greisens du gisement à métaux rares d'Aktchataou (Kazakhstan central). *In* : Minéralogie et géochimie des gisements de tungstène. Léningrad, Édition de l'Université d'État de Léningrad, 1971, pp. 97-104.

Боголепов В.Г., Маринкин О.С., Куликовский А.С., Шурунов М.В. и Гуляева Н.Я. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометального месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). *In* : Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Ленинград, Издательство Ленинградского государственного университета (ЛГУ), 1971, с. 97-104.

Borodaevskiy N.I. Listwaenites aurifères du gisement de Maralikhinskoié dans le sud de l'Altaï. Travaux de l'Institut central de recherches scientifiques et de prospection géologique des métaux nobles et non-ferreux, 1958, fasc. 25, livre 1, pp. 82-125.

Бородаевский Н.И. Золотоносные лиственниты Маралихинского месторождения на Южном Алтае. Труды Центрального Научно-

исследовательского Геологоразведочного Института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), 1958, вып. 25, кн. 1, с. 82-125.

Borodaevskiy N.I. & Borodaevskaya M.B. Le champ métallifère de Berezovo. Moscou, Gosgeoltekhizdat, 1947, 264 p.
Бородаевский Н.И. и Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. Москва, Госгеолтехиздат, 1947, 264 с.

Borodaevskiy N.I. & Cheremisov A.A. Croissance postmétallifère des tabachki. *In* : Questions de pétrologie et de métallogénie de l'Oural, 2e partie, « Granitoïdes et métamorphisme ». Sverdlovsk, Institut de géologie et de géochimie, 1981, pp. 156-157.
Бородаевский Н.И. и Черемисов А.А. Послерудный возраст табашек. *In* : Вопросы петрологии и металлогении Урала, ч. 2, "Гранитоиды и метаморфизм". Свердловск, Институт геологии и геохимии, 1981, с. 156-157.

Bulatov V.K. Étude expérimentale des équilibres minéraux dans la partie à haute température du système CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O. Géochimie, 1974, n° 8, pp. 1268-1272.
Булатов В.К. Экспериментальное изучение минеральных равновесий в высокотемпературной части системы CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O. Геохимия, 1974, №8, с. 1268-1272.

Chekvaidze V.B. Métasomatites périmétallifères des gisements à pyrites et polymétalliques et leur intérêt au point de vue prospection. Moscou, Nedra, 1981, 240 p.
Чекваидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. Москва, Недра, 1981, 240 с.

Chernikov A.A., Zenchenko V.P., Shivtorov L.V. & Nikolskaya L.V. Nouveau type de manifestations polygéniques de l'uranium. Prospection et sauvegarde des ressources minérales, 1983, n° 3, pp. 14-19.
Черников А.А., Зенченко В.П., Шивторов Л.В. и Никольская Л.В. Новый тип полигенных урановых рудопроявлений. Разведка и охрана недр, 1983, №3, с. 14-19.

Chevychelov V.Yu. Répartition des polymétalliques entre bain granitoïdique, phase saline fluide et phase fluide. Rapports de l'ASR, 1992, t. 325, n° 2, pp. 378-381.

Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитоидным расплавом, флюидо-солевой и флюидной фазами. Доклады РАН, 1992, т. 325, №2, с. 378-381.

Chukhrov F.V. Minéralogie et zonalité du Koounrad oriental. Travaux de l'Institut de géologie des gisements métallifères de l'AS URSS, 1960, fasc. 50.

Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Труды Института геологии рудных месторождений (ИГЕМ) АН СССР, 1960, вып. 50.

Davydchenko A.G. Migration de matière dans les zones de métamorphisme. Moscou, Nedra, 1983, 124 p.

Давыдченко А.Г. Миграция вещества в зонах метаморфизма. Москва, Недра, 1983, 124 с.

Demin Yu.I., Dmitriev V.I. & Zharikov V.A. Modèle mathématique de la métasomatose de diffusion avec interaction des zones. *In* : Problèmes de pétrologie physico-chimique, tome II. Moscou, Nauka, 1979, pp. 97-117.

Демин Ю.И., Дмитриев В.И. и Жариков В.А. Математическая модель диффузионного метасоматоза с взаимодействием зон. *In* : Проблемы физико-химической петрологии, т. II. Москва, Наука, 1979, с. 97-117.

Doroshenko Yu.P. & Pavlun N.N. Particularités physico-chimiques de la genèse du gisement d'Aktchataou. *In* : Recueil de minéralogie, 1981, n° 35, 2, pp. 44-51.

Дорошенко Ю.П. и Павлунь Н.Н. Физико-химические особенности генезиса месторождения Акчатау. *In* : Минералогиеский сборник, 1981, №35, 2, с. 44-51.

Drits V.A. & Kossovskaya A.G. Géocristallochimie des smectites dioctaédriques des roches. Lithologie et ressources minérales, 1980, n° 1, pp. 84-114.

Дриц В.А. и Коссовская А.Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. Литология и полезные ископаемые, 1980, №1, с. 84-114.

Drits V.A. & Kossovskaya A.G. Minéraux argileux : semctites, formations interstratifiées. Moscou, Nauka, 1990, 212 p.

Дриц В.А. и Коссовская А.Г. Глинистые минералы : смектиты, смешанослойные образования. Москва, Наука, 1990, 212 с.

Drits V.A. & Sakharov B.A. Analyse aux rayons X des minéraux interstratifiés. *In* : Travaux de l'Institut de Géologie, fasc. 295, Moscou, Nauka, 1976, 256 p.
Дриц В.А. и Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. *In* : Труды Геологического Института (ГИН), вып. 295, Москва, Наука, 1976, 256 с.

Drits V.A., Salyn A.L. & Shukha V. Nouvelle approche dans l'étude de la nature des altérations structurelles des illites-smectites interstratifiées de genèse hydrothermale. Lithologie et ressources minérales, 1996, n° 2, pp. 29-41.
Дриц В.А., Салынь А.Л. и Шуха В. Новый подход к изучению природы структурных преобразований смешанослойных иллит-смектитов гидротермального генезиса. Литология и полезные ископаемые, 1996, №2, с. 29-41.

Dyakonov Yu.S. & Volostnykh G.T. Caractéristique structurale des illites-smectites interstratifiées provenant des auréoles périmétallifères des roches argilisées. *In* : Cristallochimie et minéralogie structurale. Léningrad, Nauka, 1979, pp. 43-59.
Дьяконов Ю.С. и Волостных Г.Т. Структурная характеристика смешанослойных иллит-смектитов из околорудных ореолов аргиллизированных пород. *In* : Кристаллохимия и структурная минералогия. Ленинград, Наука, 1979, с. 43-59.

Ebeling W. Formation de structures dans les processus irréversibles. Moscou, Mir, 1979, 279 p.
Эбелинг В. Образоваиие структур при необратимых процессах. Москва, Мир, 1979, 279 с.
TRADUCTION DE : *Ebeling W.* Strukturbildung bei irreversiblen Prozessen. Leipzig, Teubner, 1976, 194 p.

Egorov L.S. Sur la question de l'origine des roches à olivine-phlogopite et apparentées dans les massifs alcalino-ultrabasiques complexes. Géologie des gisements métallifères, 1964, n° 4, pp. 33-44.
Егоров Л.С. К вопросу о происхождения флогопит-оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах. Геология рудных месторождений, 1964, №4, с. 33-44.

Ellis A.J. Exploration des systèmes géothermiques. *In* : Géochimie des gisements métallifères hydrothermaux. Moscou, Mir, 1982, pp. 497-534.

Эллис А.Дж. Исследованные геотермальные системы. *In* : Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Москва, Мир, 1982, с. 497-534.

TRADUCTION DE : *Ellis A.J.* Explored geothermal systems. *In* : Geochemistry of hydrothermal deposits. New York, Wiley, 1979, pp. 632-683.

Epstein Ye.M., Anikeeva L.I. & Mikhaïlova A.F. Roches métasomatiques et présence de phlogopite dans l'intrusion de Goulinskoïé. Travaux de l'Institut de recherche scientifique de géologie de l'Arctique, 1961, t. 122.

Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И. и Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), 1961, т. 122.

Erkin V.M. Particularités des faciès à soufre des quartzites secondaires du Kamtchatka et du plateau de Koriak. *In* : Roches jeunes à altération hydrothermale et minéraux du Kamtchatka et des Îles Kouriles. Moscou, Nauka, 1969, pp. 102-112.

Еркин В.М. Особенности сероносных фаций вторичных кварцитов Камчатки и Корякского нагорья. *In* : Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. Москва, Наука, 1969, с. 102-112.

Eroshchev-Shak V.A., Karpov G.A. & Tsipurskiy S.I. Particularités de la minéralogie et de l'hydrogéochimie du Lac Sernoié au Kamtchatka. Lithologie et ressources minérales, 1985, n° 2, pp. 13-21.

Ерощев-Шак В.А., Карпов Г.А. и Ципурский С.И. Особенности минералогии и гидрогеохимии гидротермального озера Серное на Камчатке. Литология и полезные ископаемые, 1985, №2, с. 13-21.

Eroshchev-Shak V.A., Karpov G.A., Lavrushin V.Yu. & Ilin V.A. Conditions de formation et composition des dépôts de fond des lacs thermaux des caldeiras du Kamtchatka. Lithologie et ressources minérales, 1996, n° 2, pp. 196-207.

Ерощев-Шак В.А., Карпов Г.А., Лаврушин В.Ю. и Ильин В.А. Условия формирования и состав донных осадков современных кальдерных термальных озер Камчатки. Литология и полезные ископаемые, 1996, №2, с. 196-207.

Eskova E.N. Classification des métasomatites alcalines à métaux rares de l'Oural. *In* : Problèmes de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1978, pp. 76-95.
Еськова Е.Н. Классификация щелочных редкометальных метасоматитов Урала. *In* : Проблемы физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1978, с. 76-95.

Essai de résolution de problèmes actuels en géologie. Rédacteurs Zharikov V.A. & Feldkin V.V. Moscou, Nauka, 1980, 438 p.
Эксперимент в решении актуальных задач геологии. Редакторы Жариков В.А. и Федькин В.В. Москва, Наука, 1986, 438 с.

Evdokimov M.D. Fénites du complexe alcalin de Tourinsk de la Péninsule de Kola. Léningrad, Édition de l'Université d'État de Léningrad, 1982, 247 p.
Евдокимов М.Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова. Ленинград, Издательство Ленинградского Государственного Университета (ЛГУ), 1982, 247 с.

Ezhov S.V. Corrélation des processus de formation des skarns avec les dépôts de minerais sulfurés dans les gisements polymétalliques du district minier d'Altyn-Topkanskoïé (Asie centrale). Géologie des gisements métallifères, 1994, t. 36, n° 3, pp. 237-249
Ежов С.В. Соотношение процессов скарнообразования и отложения сульфидных руд на полиметаллических месторождениях Алтын-Топканского рудного района (Средняя Азия). Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, №3, с. 237-249.

Ezhov S.V. & Zaraïskiy G.P. Recherches expérimentales sur la formation des skarns bimétasomatiques des faciès à épidote et minéralisés en sulfures. Bulletin de la Société des Chercheurs de Moscou, département de géologie, 1994, t. 69, fasc. 1, pp. 70-81.
Ежов С.В. и Зарайский Г.П. Экспериментальные исследования формирования биметасоматических скарнов епидотсодержащих фаций и сульфидного оруденения. Бюллетень Московского Овщества Испытателей (МОИП), отдел геологии, 1994, т. 69, вып. 1, с. 70-81.

Ezhov S.V. & Zaraïskiy G.P. Particularités de la formation expérimentale des skarns dans des conditions de filtration frontale de solutions. Rapports de l'Académie des Sciences de Russie, 1995, t. 344, n° 6, pp. 806-809.
Ежов С.В. и Зарайский Г.П. Особенности экспериментального скарнообразования в условиях фронтальной фильтрации растворов.

Доклады Российской Академии Наук (РАН), 1995, т. 344, №6, с. 806-809.

Faciès du métamorphisme. (Rédacteur Sobolev V.S., académicien). Moscou, Nedra, 1970, 432 p.
Фации метаморфизма. (Редактор академик Соболев В.С.), Москва, Недра, 1970, 432 с.

Fertl W.H. Pressions anormales de formation. Moscou, Nedra, 1980, 398 p.
Фертль У.Х. Аномальные пластовые давления. Москва, Недра, 1980, 398 с.
TRADUCTION DE : *Fertl W.H.* Abnormal formation pressures ; implications to exploration, drilling, and production of oil and gas resources. *In* : Developments in petroleum science. Amsterdam, Elsevier, 1976, 382 p.

Filimonova L.G. Teneur en métaux des porphyrites et de leurs phénocristaux de plagioclase de la série Sinantchinskoïé du sud de Sikhote-Aline. Géologie du Pacifique, 1988, n° 6, pp. 53-63.
Филимонова Л.Г. Содержание рудных металлов в порфиритах и их фено-кристаллах плагиоклаза синанчинской свиты Южного Сихотэ-Алиня. Тихоокеанская Геология, 1988, №6, с. 53-63.

Finko V.I., Drits V.A. & Slonimskaya M.V. Tosudite à lithium des altérites hydrothermales de la région du Bas-Amour. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1977, n° 12, pp. 73-78.
Финько В.И., Дриц В.А. и Слонимская М.В. Литиевый тосудит из гидротермально измененных пород Нижнего Приамурья. Известия АН СССР, серия геологическая, 1977, №12, с. 73-78.

Frank-Kamenetskiy V.A., Kotov N.V. & Ryumin A.A. Altérations des phases et structures de la muscovite dans les phyllosilicates trioctaédriques. Travaux de l'Institut de géologie et de géophysique du département Sibérie de l'AS URSS, 1978, fasc. 403, pp. 211-221.
Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В. и Рюмин А.А. О фазовых и структурных преобразованиях мусковита в триоктаэдрические слоистые силикаты. Труды Института Геологии и Геофизики Сибирское отделение (СО) АН СССР, 1978, вып. 403, с. 211-221.

Fyfe W., Turner F. & Verhoogen J. Réactions métamorphiques et faciès métamorphiques. Moscou, Édition de littérature étrangère, 1962, 416 p.
Файф У., Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Метаморфичесие реакции и мета-морфичесие фации. Москва, Издательство Иностранной литературы, 1962, 416 с.

TRADUCTION DE : *Fyfe W.S., Turner F.J. & Verhoogen J.* Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geological Society of America, 96, 6, 1958, 259 p.

Gavrikova S.N. Associations paragénétiques fondamentales des quartzites secondaires de la région du nord du Baïkal et conditions de leur formation. Géologie des gisements métallifères, 1971, t. 13, n° 1, pp. 44-53.

Гаврикова С.Н. Основные парагенетические ассоциации вторичных кварцитов северного Прибалхашья и условия их образования. Геология рудных месторождений, 1971, т. 13, №1, с. 44-53.

Gavrilyuk P.S., Magribi A.A., Rusinov V.L. & Nosik L.P. Conditions de formation du gisement aurifère et à sulfures de cuivre de Kyzylboulag (Petit Caucase). Géologie des gisements métallifères, 1991, t. 33, n° 1, pp. 56-68.

Гаврилюк П.С., Магриби А.А., Русинов В.Л. и Носик Л.П. Условия формирования Кызылбулагского золотоносного медноколчеданного месторождения (Малый Кавказ). Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, №1, с. 56-68.

Gazizova K.S. Gisement de cuivre de Koounrad. Moscou, Gosgeoltekhizdat, 1957.

Газизова К.С. Медное месторождение Коунрад. Москва, Госгеолтехиздат, 1957.

Gerasimov V.Yu. Évolution en température du métamorphisme et réversibilité des équilibres minéraux. Moscou, Nauka, 1992.

Герасимов В.Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. Москва, Наука, 1992.

Ginzburg A.I. & Samoilov V.S. Sur le problème des carbonatites. Mémoires de la Société minéralogique de toutes lesRussies, 1983, t. 117, n° 2, pp. 164-176.

Гинзбург А.И. и Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов. Записки Все-российского Минералогического Общества (ВМО), 1983, ч. 117, №2, с. 164-176.

Glasstone S., Laidler K.J. & Eyring H. Théorie des vitesses absolues de réactions. Édition de littérature étrangère, 1948, 583 p.

Глесстон С., Лейдлер К. и Эйринг Г. Теория абсолютных скоростей реакций. Москва, Издательство Иностранной Литературы, 1948, 583 с.
TRADUCTION DE : *Glasstone S., Laidler K.J. & Eyring H.* The theory of rate processes. The kinetics of chemical reactions, viscosity, diffusion and electrochemical phenomena. New York, McGraw-Hill, 1941, 611 p.

Glazov V.M. Bases de la chimie physique. Moscou, École supérieure, 1981, 456 p.
Глазов В.М. Основы физической химии. Москва, Высшая школа, 1981, 456 с.

Glebovitskiy V.A. & Bushmin S.A. Métasomatose postmigmatitique. Léningrad, Nauka, 1983, 215 p.
Глебовицкий В.А. и Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Ленинград, Наука, 1983, 215 с.

Goldburt T.L. & Landa E.A. Gisement de phlogopite d'Odikhnitch au nord de la plate-forme sibérienne. Travaux de l'Institut de recherche scientifique de géologie de l'Arctique, 1963, t. 136, pp. 149-161.
Гольдбурт Т.Л. и Ланда Э.А. Месторождение флогопита Одихнича на севере Сибирской платформы. Труды Научо-Исследовательский Институт Геологии Арктики (НИИГА), 1963, т. 136, с. 149-161.

Goldschmidt V.M. Travaux de géochimie et de cristallochimie 1911-1930. Léningrad, Gosgeoltekhizdat, 1933.
Гольдшмидт В.М. Работы по геохимии и кристаллохимии 1911-1930 гг. Ленинград, Госгеолтехиздат, 1933.

Golubev V.S. Sur la théorie de la zonalité métasomatique en présence de réactions parallèles. Géologie et géophysique, 1970, n° 8, pp. 87-95.
Голубев В.С. К теории метасоматической зональности при наличии параллельных реакций. Геология и геофизика, 1970, №8, с. 87-95.

Golubev V.S. Dynamique des processus géochimiques. Moscou, Nedra, 1981, 208 p.
Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. Москва, Недра, 1981, 208 с.

Golubev V.S. & Sharapov V.N. Sur la théorie de la dynamique de la métasomatose d'infiltration en présence de réactions successives.

Rapports de la Société minéralogique de l’AS URSS, 1969, t. 189, n° 6, pp. 1347-1350.
Голубев В.С. и Шарапов В.Н. К теории динамики инфильтрационного метасоматоза при наличии последовательных реакций. Доклады АН СССР, 1969, т. 189, №6, с. 1347-1350.

Gotman Ya.D. & Malakhova V.M. Altération périfilonienne des roches granitiques d’un gisement de tungstène au Kazakhstan. Moscou, Nedra, 1965.
Готман Я.Д. и Малахова В.М. Околожильные изменения гранитных пород вольфрамого месторождения в Казахстане. Москва, Недра, 1965.

Grabezhev A.I. & Bakhtina A.P. Métasomatites contenant de la paragonite des gisements de cuivre porphyrique (centre minier de Novonikolayev, sud de l’Oural). Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1991, fasc. 4, pp. 51-58
Грабежев А.И. и Бахтина А.П. Парагонитсодержащие метасоматиты медно-порфировых месторождений (Новониколаевск рудный узел, Южный Урал). Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1991, вып. 4, с. 51-58.
TRADUCTION : *Grabezhev A.I. & Bakhtina A.P.* Paragonite-bearing metasomatites in the Novonikolayevsk porphyry-copper deposits (Southern Urals). International Geology Review, 1991, vol. 33, no. 11, pp. 1145-1153.

Grabezhev A.I., Rusinova O.V., Zhukhlistov A.P. & Murzin V.V. Zonalité verticale des métasomatites minéralisées du centre minier à cuivre porphyrique de Tominsk (sud de l’Oural, Russie). Géologie des gisements métallifères, 1995, t. 37, n° 6, pp. 500-510.
Грабежев А.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П. и Мурзин В.В. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирового рудного узла (Южный Урал, Россия). Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, №6, с. 500-510.

Graton L.C. Nature du fluide minéralisateur. Moscou, Gosgeoltekhizdat, 1946.
Грейтон Л.К. Природа рудообразующего флюида. Москва, Госгеолиздат, 1946.
TRADUCTION DE : *Graton L.C.* Nature of the ore-forming fluid. Economic Geology, 1940, vol. 35, no. 2, pp. 197-358.

Groot S.P. (de) & Mazur P. Thermodynamique hors de l’équilibre. Moscou, Mir, 1964, 456 p.

Гроот С. Де, Мазур П. Неравновесная термодинамика. Москва, Мир, 1964, 456 с.
TRADUCTION DE : *de Groot S.P. & Mazur P.* Non-equilibrium thermodynamics. Amsterdam, North-Holland, 1962, 510 p.

Gryaznov O.N. Formations métasomatiques métallifères des ceintures plissées. Moscou, Nedra, 1992, 235 p.
Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. Москва, Недра, 1992, 235 с.

Gulyaeva N.Ya. Structure des parties d'exocontact surmontant la minéralisation des corps de greisens d'un certain gisement. *In* : Géologie, géochimie et minéralogie des gisements d'éléments rares. Alma-Ata, Institut des ressources minérales du Kazakstan, 1978, pp. 38-45.
Гуляева Н.Я. Строение надрудных экзоконтактовых частей грейзеновых тел одного из месторождений. *In* : Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата, Казахский институт минерального сырья (КазИМС), 1978, с. 38-45.

Haase R. Thermodynamique des processus irréversibles. Moscou, Mir, 1967, 544 p.
Хаазе Р. Термодимика необратимых процессов. Москва, Мир, 1967, 544 с.
TRADUCTION DE : *Haase R.* Thermodynamik der irreversiblen Prozesse. Darmstadt, Steinkopff Verlag, 1963, 552 p.

Haken H. Synergétique. Moscou, Mir, 1980, 406 p.
Хакен Г. Синергетика. Москва, Мир, 1980, 406 с.
TRADUCTION DE : *Haken H.* Synergetics : an introduction. Berlin, Springer-Verlag, 1977, 325 p.

Holland H.D. & Malinin S.D. Solubilité et distribution des minéraux non métalliques. *In* : Géochimie des gisements métallifères hydrothermaux. Moscou, Mir, 1982, pp. 370-404.
Холланд Г.Д. и Малинин С.Д. Растворимость и распространение нерудных минералов. *In* : Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Москва, Мир, 1982, с. 370-404.
TRADUCTION : *Holland H.D. & Malinin S.D.* The solubility and occurrence of non ore minerals. *In* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Wiley, 1979, pp. 461-508.

Indukaev Yu.V. Formations minérales des gisements métasomatiques de contact de la région de l'Altaï-Saïan. Édition de l'Université de Tomsk, 1980, parties I, II.
Индукаев Ю.В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Издательство Томского университета, 1980, ч. I, II.

Ivankin P.F. & Nazarova N.I. Le problème de la métasomatose carbonée et de la minéralisation disséminée des roches sédimentaires métamorphiques. Géologie soviétique, 1984, n° 2, pp. 90-100.
Иванкин П.Ф. и Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород. Советская геология, 1984, №2, с. 90-100.

Ivanov I.P. Analyse de faciès des altérites périmétallifères. Moscou, Nauka, 1984, 176 p.
Иванов И.П. Фациальный анализ околорудных изменений. Москва, Наука, 1984, 176 с.

Ivanov I.P. Modélisation thermodynamique des paragenèses minérales et de la zonalité des quartzites secondaires d'après l'exemple du système ouvert Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Géochimie, 1993, n° 5, pp. 621-644.
Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Геохимия, 1993, №5, с. 621-644.

Ivanov I.P. & Borisov M.V. Évaluation de la composition initiale d'une solution lors de l'altération métasomatique des roches. Géochimie, 1980, n° 12, pp. 1797-1806.
Иванов И.П. и Борисов М.В. Оценка исходного состава раствора при метасоматическом замещении пород. Геохимия, 1980, №12, с. 1797-1806.

Ivanov I.P., Borisov M.V. & Redkin A.F. Modélisation thermodynamique et expérimentale des équilibres locaux dans les colonnes métasomatiques de lessivage acide. *In* : Problèmes de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1979, t. 2, pp. 145-176.
Иванов И.П., Борисов М.В. и Редькин А.Ф. Термодинамическое и экспериментальное моделирование локальных равновесий в метасоматических колонках кислотного выщелачивания. *In* : Проблемы физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1979, т. 2, с. 145-176.

Kapustin Yu.L. De la fusion simultanée de carbonatites et de fénites dans des fours de calcination et genèse des roches des complexes de carbonatites. *In* : Nouvelles des Écoles supérieures. Géologie et prospection, 1990, n° 4, pp. 59-66.
Капустин Ю.Л. О совместном плавении карбонатитов и фенитов в обжиговых печах и генезис пород карбонатитовых комплексов. *In* : Известия вузов. Геология и разведка, 1990, №4, с. 59-66.

Karpova E.D. & Ivashentsev A.G. Skarns. *In* : Altérites périmétallifères et importance de celles-ci au point de vue prospection. Moscou, Nedra, 1954, pp. 57-81.
Карпова Е.Д. и Ивашенцев А.Г. Скарны. *In* : Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Москва, Недра, 1954, с. 57-81.

Kazitsin Yu.V. Métasomatites périmétallifères de Transbaïkalie. Moscou, Nedra, 1972, 289 p.
Казицин Ю.В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Москва, Недра, 1972, 289 с.

Kazitsin Yu.V. Métasomatisme au sein de la croûte tyerrestre. Moscou, Nedra, 1979, 206 p.
Казицин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. Москва, Недра, 1979, 206 с.

Kepezhinskas K.B. & Khlestov VV. Analyse statistique des minéraux du groupe de l'épidote et types paragénétiques de ceux-ci. Moscou, Nauka, 1971, 310 p.
Кепежинскас К.Б. и Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. Москва, Наука, 1971, 310 с.

Kerik G.M. & Gent E.O. Relations de l'équilibre $P–T–X_{CO_2}$ dans le système $CaO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}CO_2\text{-}H_2O$. *In* : Problèmes de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1974, t. II, pp. 32-52.
Керик Г.М. и Гент Е.О. $P–T–X_{CO_2}$ равновесные отношения в системе $CaO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}CO_2\text{-}H_2O$. *In* : Проблемы физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1974, т. II, с. 32-52.

Kheraskov N.P. Tectonique et formations. *In* : Travaux choisis. Moscou, Nauka, 1967, 404 p.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. *In* : Избранные труды. Москва, Наука, 1967, 404 с.

Kigaï I.N. Modèle de formation des minéraux en plusieurs étapes, concordant avec les variations des paramètres fondamentaux d'un processus hydrothermal. *In* : Paramètres fondamentaux des processus naturels de minéralisation endogène. Novosibirsk, Nauka, 1979, pp. 7-34.

Кигай И.Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса. *In* : Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, с. 7-34.

Klimontovich Yu.L. Théorie statistique des systèmes ouverts. Moscou, Yanus, t. I, 1995, 624 p.

Климонтович Ю.Л. Статистическая теория открытых систем. Москва, Янус, т. I, 1995, 624 с.

Kogarko L.N., Petrova Ye.N. & Venturelli J.P. Contenance en phosphore des bains magmatiques. Rapports de l'AS URSS, 1981, t. 261, n° 6, pp. 1430-1432.

Когарко Л.Н., Петрова Е.Н. и Вентурелли Ж.П. Фосфатоносность магматических расплавов. Доклады АН СССР, 1981, т. 261, №6, с. 1430-1432.

Koltsov A.B. Modèle compressif de formation des métasomatites carbonées à séricite des gisements aurifères. Mémoires de la Société de minéralogie de toutes les Russies, 1995, t. 124, n° 2, pp. 1-11.

Кольцов А.Б. Компрессионная модель формирования углеродистых серицитовых метасоматитов золоторулных месторождений. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1995, т. 124, №2, с. 1-11.

Konev A.A. & Samoïlov V.S. Métamorphisme de contact et métasomatose dans l'auréole de l'intrusion alcaline de Tajéran. Novosibirsk, Nauka, 1974, 248 p.

Конев А.А. и Самойлов В.С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 1974, 248 с.

Korobeïnikov A.F. & Shubin G.V. Albitites aurifères de l'Alataou du Kouznets et de la Transbaïkalie centrale. *In* : Questions de géologie du Baïkal et de la Transbaïkalie. 1969, fasc. 6, t. 2, pp. 35-44.

Коробейников А.Ф. и Шубин Г.В. Золотоносные альбититы Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья. *In* : Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1969, вып. 6, ч. 2, с. 35-44.

Korobov A.D. Activation tectono-magmatique et son rôle dans la formation des gisements stratiformes de bentonite et de zéolites à haut degré de silice. Mémoires de Transbaïkalie. Géologie et géophysique, 1988, n° 9, pp. 47-54.
Коробов А.Д. Тектоно-магматическая активизация и ее роль в формировании стратиформых месторождений бентонитов и высококремнистых цеолитов. Записки Забайкалья. Геология и геофизика, 1988, №9, с. 47-54.

Korotaev M.Yu. & Matveeva S.S. Aspects génétiques de la formation des gisements de greisens métallifères. *In* : Écorce cristalline dans l'espace et dans le temps : Processus métamorphiques et hydrothermaux. Moscou, Nauka, 1989, pp. 110-121.
Коротаев М.Ю. и Матвеева С.С. Генетические аспекты формирования грейзеново-рудных месторождений. *In* : Кристаллическая кора в пространстве и времени : Метаморфические и гидротермальные процессы. Москва, Наука, 1989, с. 110-121.

Korotaev M.Yu., Matveeva S.S., Alekhina Yu.Yu. & Dyakonov I.I. Faciès métasomatiques métallifères du gisement d'Aktchataou (Kazakhstan central). *In* : Nouvelles des Hautes Écoles. Géologie et prospection, 1988, n° 3, pp. 21-33.
Коротаев М.Ю., Матвеева С.С., Алехина Ю.Ю. и Дьяконов И.И. Рудно-метасоматические фации месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). *In* : Известия вузов. Геология и разведка, 1988, №3, с. 21-33.

Korotaev M.Yu., Matveeva S.S., Alekhina Yu.Yu., Bastrakov Ye.N., Kim M.N. & Pavlova T.G. Modèle géochimique de greisénification. *In* : Problèmes expérimentaux de géologie. Moscou, Nauka, 1994, pp. 419-446.
Коротаев М.Ю., Матвеева С.С., Алехина Ю.Ю., Бастраков Е.Н., Ким М.Н. и Павлова Т.Г. Геохимическая модель грейзенообразования. *In* : Экспериментальные проблемы геологии. Москва, Наука, 1994, с. 419-446.

Korzhinsky D.S. Mobilité et inertie des constituants dans la métasomatose. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1936, n° 1, pp. 35-60.

Коржинский Д.С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Известия АН СССР, серия геологическая, 1936, №1, с. 35-60.

Korzhinsky D.S. Facteurs des équilibres minéraux et faciès minéralogiques de profondeur. Travaux de l'Institut des sciences géologiques de l'AS URSS, 1940, fasc. 12, série pétrographique, 99 p.
Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Института Геологических Наук (ИГН) АН СССР, 1940, вып. 12, петрографическая серия, 99 с.

Korzhinsky D.S. Formation des gisements de contact. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1945, n° 3, pp. 12-33.
Коржинский Д.С. Образование контактовых месторождений. Известия АН СССР, серия геоличеcкая, 1945, №3, с. 12-33.

Korzhinsky D.S. Gisements bimétasomatiques à phlogopite et lazurite de l'Archéen du Baïkal. Travaux de l'Institut de sciences géologiques de l'AS URSS, 1947, fasc. 29, série pétrographique, 164 p.
Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Труды Института Геологических Наук (ИГН) АН СССР, 1947, вып. 29, петрографическая серия, 164 с.

Korzhinsky D.S. Pétrologie des gisements de skarns de Tourinsk. Travaux de l'Institut de sciences géologiques de l'AS URSS, 1948, fasc. 68, série gisements métallifères, n° 10, 148 p.
Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Труды Института Геологических Наук (ИГН) АН СССР, 1948, вып. 68, серия рудных месторождений, №10, 148с.

Korzhinsky D.S. Systèmes ouverts à constituants parfaitement mobiles et règle des phases. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1949, n° 2, pp. 3-14.
Коржинский Д.С. Откытые системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз. Известия АН СССР, серия геологическая, 1949, №2, с. 3-14.

Korzhinsky D.S. Potentiels thermodynamiques des sytèmes ouverts et exemple de leur application en géochimie. Nouvelles du secteur d'analyse physico-chimique, 1949, t. 19, pp. 41-50.

Коржинский Д.С. Термодинамические потенциалы открытых систем и пример их применения в геохимии. Известия сектора физико-химического анализа, 1949, т. 19, с. 41-50.

Korzhinsky D.S. Facteurs d’équilibre en métasomatose. Nouvelles de l’AS URSS, série géologique, 1950, n° 3, pp. 21-49.
Коржинский Д.С. Факторы равновесия при метасоматозе. Известия АН СССР, серия геологическая, 1950, №3, с. 21-49.

Korzhinsky D.S. Conclusion de l’équation de la zonalité métasomatique d’infiltration. Rapports de l’AS URSS, 1951, t. 77, n° 2, pp. 305-308.
Коржинский Д.С. Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности. Доклады АН СССР, 1951, т. 77, №2, с. 305-308.

Korzhinsky D.S. Propriétés générales de la zonalité métasomatique d’infiltration. Rapports de l’AS URSS, 1951, t. 78, n° 1, pp. 95-98.
Коржинский Д.С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. Доклады АН СССР, 1951, т. 78, №1, с. 95-98.

Korzhinsky D.S. Conclusion de l’équation de la zonalité du métasomatisme de diffusion simple. Rapports de l’AS URSS, 1952, t. 84, n° 4, pp. 761-764.
Коржинский Д.С. Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности. Доклады АН СССР, 1952, т. 84, №4, с. 761-764.

Korzhinsky D.S. Différence entre la zonalité d’infiltration et la zonalité de diffusion par rapport aux minéraux de composition variable. Rapports de l’AS URSS, 1952, t. 86, n° 3, pp. 597-600.
Коржинский Д.С. Различие инфильтрационной и диффузионной зональности в отношении минералов переменного состава. Доклады АН СССР, 1952, т. 86, №3, с. 597-600.

Korzhinsky D.S. Métasomatose d’infiltration en présence d’un gradient de température et lessivage métasomatique à proximité d’un contact. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1953, t. 82, fasc. 3, pp. 161-172.
Коржинский Д.С. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температуного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1953, т. 82, вып. 3, с. 161-172.

Korzhinsky D.S. Problèmes de pétrographie des roches magamatiques, liés aux solutions transmagmatiques et à la granitisation. *In* : Magmatisme et son lien avec les ressources minérales. Moscou, Édition de l'AS URSS, 1953, pp. 220-234.
Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. *In* : Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Москва, Издательство АН СССР, 1953, с. 220-234.

Korzhinsky D.S. Aperçu des processus métasomatiques. *In* : Problèmes fondamentaux dans l'étude des gisements métallifères magmatogènes. Moscou, Édition de l'AS URSS, 1955, pp. 332-452.
Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. *In* : Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Москва, Издательство АН СССР, 1955, с. 332-452.

Korzhinsky D.S. Le régime d'acidité des solutions postmagmatiques. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1957, n° 12, pp. 3-12.
Коржинский Д.С. Режим кислотности послемагматических растворов. Известия АН СССР, серия геологическая, 1957, №12, с. 3-12.

Korzhinsky D.S. Particularités des processus postmagmatiques dans les formations volcaniques. *In* : Minéralisation des formations volcaniques. Édition de l'AS URSS, 1963, pp. 52-64.
Коржинский Д.С. Особенности постмагматических процессов в вулканических формациях. *In* : Рудоносность вулканических формаций. Издательство АН СССР, 1963, с. 52-64.

Korzhinsky D.S. Bases théoriques de l'analyse des paragenèses de minéraux. Moscou, Nauka, 1957 (1e édition), 1973, (2e édition), 88 p.
Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. Москва, Наука, 1957 (I издание), 1973 (II издание), 88 с.

Korzhinsky D.S. Théorie de la zonalité métasomatique. Moscou, Nauka, 1969 (1e édition), 1982 (2e édition), 104 p.
Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. Москва, Наука, 1969 (I издание), 1982 (II издание), 104 с.

Korzhinsky D.S. Solubilité du corindon et formes possibles de l'existence d'aluminum dans un fluide salin acide. Géochimie, 1987, n° 4, pp. 580-585.

Коржинский Д.С. Растворимость корунда и возможные формы нахождения алюминия в солянокислом флюде. Геохимия, 1987, №4, с. 580-585.

Koshemchuk S.K. Étude des règles de la filtration à deux phases au travers de membranes naturelles à pores fins. Thèse de candidature, Institut de minéralogie expérimentale , Tchernogolovka, 1993.

Кошемчук С.К. Изучение закономерностей двухфазовой фильтрации через природные тонкопористые мембраны. Автореферат кандидатской диссертации, Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ), Черноголовка, 1993.

Kotelnikov A.P. Étude expérimentale de l'équilibre scapolite-plagioclase dans des conditions hydrothermales. Rapports de l'AS URSS, 1977, t. 217, pp. 923-925.

Котельников А.П. Экспериментальное исследование скаполит-плагиоклазового равновесия в гидротермальных условиях. Доклады АН СССР, 1977, т. 217, с. 923-925.

Kotov Ye.I. & Skenderov G.M. Filons hydrothermaux de biotite. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1988, n° 10, pp. 36-45.

Котов Е.И. и Скендеров Г.М. Биотитовые гидротермальные жилы. Известия АН СССР, серия геологическая, 1988, №10, с. 36-45.

Koval P.V. Pétrologie et géochimie des granites albitisés. Novosibirsk, Nauka, 1975, 258 p.

Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, Наука, 1975, 258 с.

Kovalenko V.I., Kuzmin I.I., Kozlov V.D. & Vladykin N.V. Zwitters métasomatiques et minéralisation en métaux rares qui y est associée (d'après l'exemple des gisements de Mongolie et de Tchécoslovaquie). *In* : Métasomatites et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 42-53.

Коваленко В.И., Кузьмин И.И., Козлов В.Д. и Владыкин Н.В. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометальное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии). *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, с. 42-53.

Kovalenko V.I., Vladykin N.V., Lapides I.L. & Goreglyad A.V. Amphiboles alcalines des granitoïdes à métaux rares. Novosibirsk, Nauka, 1977, 232 p.

Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лапидес И.Л. и Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометальных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 232 с.

Krasnova N.I. Minéralogie et questions relatives à la genèse du gisement de phlogopite du Kovdor. Thèse de candidature, Université d'État de Léningrad, 1972, 17 p.

Краснова Н.И. Минералогия и вопросы генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. Автореферат кандидатской диссертации, Ленинградский государственный университет (ЛГУ), 1972, 17 с.

Krasnova N.I. & Sokolova V.B. Structure tectonique et mécanisme de formation du complexe alcalin ultrabasique du Kovdor. *In* : Courrier de l'Université d'État de Léningrad. Géologie et géographie, 1978, fasc. 1, n° 6, pp. 16-21.

Краснова Н.И. и Соколова В.Б. Тектоническое строение и механизм формирования Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса. *In* : Вестник Ленинградского государственного университета (ЛГУ). Геология и география, 1978, вып. 1, №6, с. 16-21.

Kravchenko S.M., Kolenko Yu.A. & Rass I.T. Pétrologie du gisement à apatite de Magan de la province de Maïmetcha-Kotouïnskoié. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1987, n° 4, pp. 88-100.

Кравченко С.М., Коленко Ю.А. и Расс И.Т. Петрология апатитового месторождения Маган Маймеча-Котуйской провиции. Известия АН СССР, серия геологическая, 1987, №4, с. 88-100.

Krichevskiy I.P. Notions et bases de la thermodynamique. Moscou, Goskhimizdat, 1961, 443 p.

Кричевский И.П. Понятия и основы термодинамика. Москва, Госхимиздат, 1961, 443 с.

Krylova M.D., Sedova I.S., Krylov I.N., Glebovskiy S.S. & Galibin V.A. Évolution de la matière au cours de l'ultramétamorphisme (d'après l'exemple du Précambrien de la Sibérie orientale). Léningrad, AS URSS, Institut de géologie et de géochronologie du Précambrien, 1972, 180 p.

Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н,. Глебовский С.С. и Галибин В.А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере Докембрия Восточной Сибири). Ленинград, АН СССР, Институт геологии и геохронологии Докембрия, 1972, 180 с.

Kudrin V.S. Métasomatites alcalines à quartz-albite-microcline à métaux rares (kvalmites) des zones de métamorphisme régional. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1978, pp. 183-193.
Кудрин В.С. Редкометальные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты) зон регионального метаморфизма. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 183-193.

Kushev V.G. Métasomatites alcalines du Précambrien. Moscou, Nedra, 1972, 189 p.
Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Москва, Недра, 1972, 189 с.

Kuznetsov Yu.A. Les types principaux de formations métasomatiques. Moscou, Nedra, 1964, 387 p.
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Москва, Недра, 1964, 387 с.

Lapin A.V. A propos des formations de type skarn du massif de Kovdor. *In* : Pétrologie et particularités géochimiques du complexe d'ultrabasites, de roches alcalines et de carbonatites. Moscou, Nauka, 1965, pp. 193-220.
Лапин А.В. О скарноподобных образованиях в Кодорском массиве. *In* : Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, шелочных пород и карбонатитов. Москва, Наука, 1965, с. 193-220.

Laverov N.P., Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Semeïkina L.K. & Yudovkina M.A. Platine et autres éléments natifs dans les minerais du gisement aurifère de Sukhoï Log. Mémoires de l'ASR, 1997, t. 355, n° 5, pp. 664-668.
Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л.,Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К. и Юдовкина М.А. Платина и другие самородные элементы в рудах месторождения золота Сухой Лог. Доклады РАН, 1997, т. 355, №5, с. 664-668.

Lebedev L.M. Sources hydrothermales contemporaines donnant lieu à minéralisations. Moscou, Nedra, 1975, 261 p.
Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. Москва, Недра, 1975, 261 с.

Letnikov F.A. Synergétique des systèmes géologiques. Novosibirsk, Nauka, 1992, 231 p.
Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск, Наука, 1992, 231 с.

Litsarev M.A. Genèse des gisements de phlogopite de l'Aldan. Travaux de l'Institut de géologie des gîtes métallifères, de pétrographie, minéralogie et géochimie de l'AS URSS, 1961, fasc. 67, 166 p.
Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Труды Института геоогии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР, 1961, вып. 67, 166 с.

Litvin I.I. & Tereshchenko M.V. Pressions de formation anormalement élevées dans les dépôts paléozoïques de la cuvette Dniepr-Donetz. Moscou, Nauka, 1976.
Литвин И.И. и Терещенко М.В. АВПД (аномально высокие пластовые давления) в палеозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Москва, Наука, 1976.

Loginov V.P. Zunyite et roches renfermant ce minéral provenant du gisement pyritifère de Kabansk (Oural central). Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1945, n° 6, pp. 99-110.
Логинов В.П. Зуниит и содержащие его горные породы с Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Известия АН СССР, серия геологическая, 1945, №6, с. 99-110.

Loginov V.P. Formations de la famille des gisements pyritifères. *In* : Formations de minerais des gisements endogènes. Moscou, Nauka, 1976, pp. 111-148.
Логинов В.П. Формации семейства колчеданных месторождений. *In* : Рудные формации эндогенных месторождений. Москва, Наука, 1976, с. 111-148.

Loginov V.P. & Rusinov V.L. Certaines différences essentielles de propylitisation et de métamorphisme régional des roches vertes des séries géosynclinales volcanogènes. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 171-183.
Логинов В.П. и Русинов В.Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, с. 171-183.

Loginov V.P., Pirozhok P.I. & Rusinov V.L. Zonalité métasomatique périmétallifère et séricites du gisement pyritifère d'Outchalinsk (Oural du Sud). *In* : Géochimie, minéralogie et pétrologie. Sofia, 1976, fasc. 5, pp. 93-101.

Логинов В.П., Пирожок П.И. и Русинов В.Л. Околорудная метасоматическая зональность и серициты Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). *In* : Геохимия, минералогия и петрология. София, 1976, вып. 5, с. 93-101.

Magakian I.G. Bases de la métallogénie des continents. Erevan, Édition de l'AS RSSArm, 1959.

Магакьян И.Г. Основы металлогении материков. Ереван, Издательство АН АрмССР, 1959.

Malinin S.D. & Kravchuk I.F. Comportement du chlore dans les équilibres bain silicaté-fluide aqueux chloruré. Géochimie, 1995, n° 8, pp. 1110-1130.

Малинин С.Д. и Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиах силикатный расплав-воднохлоридный флюид. Геохимия, 1995, №8, с. 1110-1130.

Marakushev A.A. Pétrologie du gisement de fer de la Taïga du bouclier archéen de l'Aldan. Travaux de la filiale d'Extrême Orient de l'AS URSS, Magadan, Édition bibliographique, 1958, fasc. 3, 121 p.

Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Труды Дальневосточного Филиала (ДВФ) АН СССР, Магадан, Книжное издательство, 1958, вып. 3, 121 с.

Marakushev A.A. Nouveaux aspects dans la théorie de la minéralisation endogène. *In* : Recueil Smirnov 94. Moscou, Édition de l'Université d'État de Moscou, 1994, pp. 22-76.

Маракушев А.А. Новые аспекты в теории эндогенного рудообразования. *In* : Смирновский сборник-94. Москва, Издательствово Московский государственный университет (МГУ), 1994, с. 22-76.

Marakushev A.A., Moiseenko V.G., Rimkevich V.S. & Malovitskiy Yu.N. Méthode d'extraction de l'aluminium par liquation des argiles kaoliniques et autres silicates et roches aluminosilicatées. *In* : Courrier de l'Université d'État de Moscou, série 4. Géologie, 1991, n° 3, pp. 47-58.

Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Римкевич В.С. и Маловицкий Ю.Н. Ликвационный метод извлечения алюминия из каолиновых глин и других силикатных и алюмосиликатных пород. *In* : Вестник Московского государственного университета (МГУ), серия 4. Геология, 1991, №3, с. 47-58.

Marakushev A.A., Paneyakh N.A. & Sharfman V.S. Nature du caractère pyritifère des formations volcaniques. Mémoires de l'ASR, 1993, t. 329, n° 1, pp. 87-90.

Маракушев А.А., Панеях Н.А. и Шарфман В.С. Природа колчеданоносности вулканических формаций. Доклады РАН, 1993, т. 329, №1, с. 87-90.

Martynov K.V. Paragenèses carbonatées des bérésites-listwaenites des gisements de la formation pauvre en sulfures de l'Oural central. Géologie des gisements métallifères, 1992, t. 34, n° 5, pp. 45-56.

Мартынов К.В. Карбонатные парагенезисы березитов-лиственитов на месторождениях малосульфидной формации Среднего Урала. Геология рудных месторождений, 1992, т. 34, №5, с. 46-56.

Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, 364 p.

Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, 364 с.

Métasomatisme et minéralisation. Léningrad, Nedra, 1978.

Метасоматизм и рудообразование. Ленинград, Недра, 1978.

Métasomatisme et minéralisation. Léningrad, Institut de recherches scientifiques et géologiques de toutes les Russies, 1982, 212 p.

Метасоматизм и рудообразование. Ленинград, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 1982, 212 с.

Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1984.

Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1984.

Métasomatites du Précambrien et leur minéralisation ; recueil de travaux scientifiques. Moscou, Nauka, 1989, 270 p.

Метасоматиты докембрия и их рудоносность ; сборник научных трудов. Москва, Наука, 1989, 270 с.

Minéralisation en métaux rares du Kazakhstan. Rédacteur G.N. Shcherba. Alma-Ata, Nauka, 1988.

Редкометальное оруденение Казахстана. Редактор Г.Н. Щерба. Алма-Ата, Наука, 1988.

Miroshnikov A.Ye., Monakov A.S. & Prokhorov V.G. Sur la structure du champ aurifère de Saralinskoïé et de ses gisements. Travaux de l'Institut de recherche scientifique de géologie, géophysique et minéralogie des matières premières, 1969, fasc. 61, pp. 110-121.

Мирошников А.Е., Монаков А.С. и Прохоров В.Г. К структуре Саралинского золоторудного поля и его месторождений. Труды Сибирского

научно-исследовательского института (НИИ) геологии, геофизики и минералогии сырья, 1969, вып. 61, с. 110-121.

Mukhamet-Galeev A.P., Zotov A.V. & Kotova Z.Yu. Propriétés thermodynamiques des polytypes $2M_1$ et 1M de la muscovite. Géochimie, 1992, n° 2, pp. 238-248.
Мухамет-Галеев А.П., Зотов А.В. и Котова З.Ю. Термодинамические свойства политипных модификаций мусковита $2M_1$ и 1M. Геохимия, 1992, №2, с. 238-248.

Murzaev S.P. Pétrologie des skarns magnésiens à phlogopite (de l'Aldan, du sud du Baïkal et du Pamir). Yakoutsk, Nauka, 1974.
Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов (Алдана, Южного Прибайкалья и Памира). Якутск, Наука, 1974.

Naboko S.I. Métamorphisme hydrothermal des roches des régions volcaniques. Moscou, Édition AS URSS, 1963, 172 p.
Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Москва, Издательство АН СССР, 1963, 172 с.

Naboko S.I. Types chimiques des eaux volcaniques. *In* : Solutions hydrothermales minéralisatrices des régions de volcanisme actif. Novosibirsk, Nauka, 1974.
Набоко С.И. Химические типы вулканических вод. *In* : Гидротермальные рудообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1974.

Nakovnik N.I. Greisens. *In* : Altération des roches périmétallifères et leur intérêt au point de vue prospection. Gosgeoltekhizdat, 1954, pp. 53-81.
Наковник Н.И. Грейзены. *In* : Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954, с. 53-81.

Nakovnik N.I. Roches propylitisées, leurs faciès minéraux, genèse et intérêt pratique. Mémoires de la société minéralogique de toutes les Russies. 1954, fasc. 2, pp. 85-94.
Наковник Н.И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1954, вып. 2, с. 85-94.

Nakovnik N.I. Quartzites secondaires d'URSS et gisements de ressources minérales qui y sont liés. *In* : Minéralisation des formations volcanogènes. Moscou, Nedra, 1965, pp. 33-44.
Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. *In* : Рудоносность вулканогенных формаций. Москва, Недра, 1965, с. 33-44.

Naumov V.B. & Tugarinov A.I. Conditions thermobarométriques de formation des gisements hydrothermaux uranifères. Géochimie, 1969, n° 2, pp. 131-146.
Наумов В.Б. и Тугаринов А.И. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. Геохимия, 1969, №2, с. 131-146.

Naumov G.B., Mironenko M.V., Savelyeva N.I. & Salazkin A.N. Particularités de la composition des inclusions fluides dans les zones conjuguées des hydromicatites et albitites périmétallifères. Géochimie, 1985, n° 12, pp. 1706-1712.
Наумов Г.Б., Мироненко М.В., Савельева Н.И. и Салазкин А.Н. Особенности состава флюдных включений в сопряженных зонах околорудных гидрослюдизитов и альбититов. Геохимия, 1985, №12, с. 1706-1712.

Naumov G.B., Ryzhenko B.N. & Khodakovskiy I.L. Recueil de grandeurs thermodynamiques (à l'usage des géologues). Moscou, Atomizdat, 1971, 239 p.
Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н. и Ходаковский И.Л. Справояник термодинамических величин (для геологов). Москва, Атомиздат, 1971, 239 с.

Negrey Ye.V. Pétrologie des granites du Paléozoïque supérieur du Kazakhstan central. Moscou, Nauka, 1983.
Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. Москва, Наука, 1983.

Neruchev S.G., Mukhin V.V., Rogozina Ye.A. & Chervyakov I.B. Les pressions anormalement élevées : conséquence du développement d'hydrocarbures et cause du caractère explosif de leur migration. Géologie soviétique, 1987, n° 10, pp. 33-39.
Неручев С.Г., Мухин В.В., Рогозина Е.А. и Червяков И.Б. Аномально высокие давления – следствие генерации углеводородов и причина

взрывного характера их эмиграции. Советская геология, 1987, №10, с. 33-39.

Omelyanenko B.I. Altérations périmétallifères des roches encaissantes dans les gisements hydrothermaux d'uranium. *In* : Géologie des gisements hydrothermaux d'uranium. Moscou, Nauka, 1966, pp. 235-321.
Омельяненко Б.И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. *In* : Геология гидротермальных урановых месторождений. Москва, Наука, 1966, с. 235-321.

Omelyanenko B.I. Quelques particularités des processus d'altération périmétallifère à basse température et essai de systématisation de ceux-ci. *In* : Problèmes du métasomatisme. Moscou, Nedra, 1970, pp. 152-162.
Омельяненко Б.И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации. *In* : Проблемы метасоматизма. Москва, Недра, 1970, с. 152-162.

Omelyanenko B.I. Altérations hydrothermales périmétallifères des roches. Moscou, Nedra, 1978, 216 p.
Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. Москва, Недра, 1978, 216 с.

Omelyanenko B.I., Lisitsyna G.A. & Naumov S.S. De l'indépendance des métasomatites sodiques de basse température (acéites) au point de vue formation. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 160-171.
Омельяненко Б.И., Лисицына Г.А. и Наумов С.С. О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов). *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, с. 160-171.

Omelyanenko B.I., Volovikova I.M., Drits V.A., Zvyagin B.B., Andreeva O.V., & Sakharov B.A. Du contenu de la notion de "séricite ". Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1982, n° 5, pp. 69-87.
Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А., Звягин Б.Б., Андреева О.В. и Сахаров Б.А. О содержании понятия "серицит". Известия АН СССР, серия геологическая, 1982, №5, с. 69-87.

Ostapenko G.T., Ryzhenko B.N. & Khitarov N.I. Modélisation de la dissolution des modifications polymorphiques de Al_2SiO_5 dans les solutions salines

acides à hautes pression et température (d’après l’exemple de la cyanite). Géochimie, 1987, n° 4, pp. 557-562.
Остапенко Г.Т., Рыженко Б.Н. и Хитаров Н.И. Моделирование растворения полиморфных модификаций Al_2SiO_5, в солянокислых растворах при высоких температурах и давлениях (на примере кианита). Геохимия, 1987, №4, с. 557-562.

Panfilov M.B. & Panfilova I.V. Modèles moyennés de processus de filtration de structure interne hétérogène. Moscou, Nauka, 1996.
Панфилов М.Б. и Панфилова И.В. Осредненные модели фильтрационных процессов с неоднородной внутренней структурой. Москва, Наука, 1996.

Pavlun N.N. De la zonalité géochimique thermobarométrique du gisement à molybdène-tungstène d’Aktchataou au Kazakhstan central. Mémoires de l’AS URSS, 1984, t. 279, n° 6, pp. 1450-1454.
Павлунь Н.Н. О термобарогеохимической зональности молибден-вольфрамового месторождения Акчатау в Центральном Казахстане. Доклады АН СССР, 1984, т. 279, №6, с. 1450-1454.

Pavlun N.N. & Simkiv Zh.A. Évolution du chimisme des solutions minéralisatrices lors de la formation des minerais de métaux rares du gisement d’Aktchataou (Kazakhstan central). Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1982, t. 111, fasc. 1, pp. 67-74.
Павлунь Н.Н. и Симкив Ж.А. Эволюция химизма минералообразующих растворов при формировании редкометальных руд месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1982, ч. 111, вып. 1, с. 67-74.

Perchuk L.L. Équilibres des minéraux entrant dans la formation des roches. Moscou, Nauka, 1970, 391 p.
Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. Москва, Наука, 1970, 391 с.

Pertsev N.N. Paragenèses des minéraux borés dans les skarns magnésiens. Moscou, Nauka, 1971, 192 p.
Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. Москва, Наука, 1971, 192 с.

Pertsev N.N. Métamorphisme de haute température et métasomatisme des roches carbonatées. Moscou, Nauka, 1977, 256 p.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. Москва, Наука, 1977, 256 с.

Pertsev N.N. & Kulakovskiy A.L. Complexe ferrifère de l'Aldan central : polymétamorphisme et évolution structurelle. Moscou, Nauka, 1988, 237 p.

Перцев Н.Н. и Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана : полиметаморфизм и структурная эволюция. Москва, Наука, 1988, 237 с.

Petrosian R.V. & Buntikova A.F. Zéolitisation dans un indice d'uranium. Géologie soviétique, 1981, n° 3, pp. 91-100.

Петросян Р.В. и Бунтикова А.Ф. Цеолитизация на урановом рудо-проявлении. Советская геология, 1981, №3, с. 91-100.

Pilipenko P.P. Skarns et minéralisation. Travaux de l'Institut de prospection géologique de Moscou, 1939, fasc. 13, 80 p.

Пилипенко П.П. Скарны и оруденение. Труды Московского геолого-разведочного института (МГРИ), 1939, вып. 13, 80 с.

Plyushchev Ye.V. Conditions géologiques d'existence de formations méta-somatiques. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1978, pp. 28-33.

Плющев Е.В. Геологические условия проявления метасоматических формаций. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 28-33.

Plyushchev Ye.V. Altération des roches et leur intérêt au point de vue prospection. Moscou, Nedra, 1981.

Плющев Е.В. Измененные породы и их поисковое значение. Москва, Недра, 1981.

Podlesskiy K.V. Skarns et métasomatites périmétallifères des gisements de fer de l'Oural et du Caucase. Moscou, Nauka, 1979.

Подлесский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. Москва, Наука, 1979.

Podlesskiy K.V., Vlasova D.K. & Kudrya P.F. Skarns et lien avec ceux-ci d'une minéralisation de Mongolie. Moscou, Nauka, 1988, 145 p.

Подлесский К.В., Власова Д.К. и Кудря П.Ф. Скарны и связанное с ними оруденение Монголии. Москва, Наука, 1988, 145 с.

Povilaïtis M.M. Du problème de la genèse des corps de granitoïdes à zonalité rythmique et leur lien avec les minéralisations à molybdène et tungstène. Géologie des gisements métallifères, 1966, n° 2, pp. 33-44.

Повилайтис М.М. К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения. Геология рудных месторождений, 1966, №2, с. 33-44.

Popov A.A. De la géochimie de la muscovite. *In* : Problèmes physico-chimiques des processus hydrothermaux et métasomatiques. Moscou, Nauka, 1975, pp. 237-253.

Попов А.А. К геохимии мусковита. *In* : Физико-химические проблемы гидротермальных и метасоматических процессов. Москва, Наука, 1975, с. 237-253.

Popov V.S. Conditions de formation des gisements porphyriques. Moscou, Nauka, 1977, 298 p.

Попов В.С. Условия образования порфировых месторождений. Москва, Наука, 1977, 298 с.

Pospelov G.L. Phénomènes de remplacement au cours de la formation des roches d'aspect effusif et particularités de certains complexes métallifères de Sibérie occidentale. *In* : Magmatisme et lien des matières premières avec celui-ci. Édition AS URSS, 1955, pp. 345-371.

Поспелов Г.Л. О явлениях замещения при образовании пород эффузивного облика и особенностях некоторых рудоносных комплексов Западной Сибири. *In* : Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Издательство АН СССР, 1955, с. 345-371.

Prigogine I. De l'existence au devenir : temps et complexité en sciences physiques. Moscou, Mir, 1985.

Пригожин И. От существующего к возникающему : время и сложность в физических науках. Москва, Мир, 1985.

TRADUCTION DE : *Prigogine Ilya*. From being to becoming : time and complexity in the physical sciences. San Francisco, W.H. Freeman, 1980.

Prigogine I. & Defay R. Thermodynamique chimique. Moscou, Édition de littérature étrangère, 1969.

Пригожин И. и Дефай Р. Химическая термодинамика. Москва, Издательство Иностранной Литературы, 1969.

TRADUCTION DE : *Prigogine I., Defay R.* Thermodynamique chimique. Liège, Desoer, 1950, 560 p.

Problèmes du métasomatisme. Travaux de la 2e conférence sur le métasomatisme périmétallifère. Moscou, Nedra, 1970, 392 p.
Проблемы метасоматизма. Труды II конференции по околорудному метасоматизму. Москва, Недра, 1970, 392 с.

Problèmes expérimentaux de géologie. Rédacteurs Zharikov V.A. & Feldkin V.V. Moscou, Nauka, 1994, 741 p
Экспериментальные проблемы геологии. Редакторы Жариков В.А. и Федькин В.В. Москва, Наука, 1994, 741 с.
Processus métasomatiques dans les séries précambriennes. Moscou, Nauka, 1991.
Метасоматические процессы в докембрийских толщах. Москва, Наука, 1991.

Prokhorova S.M., Evzikova N.S. & Mikhaïlova A.F. Minéralisation en phlogopite des roches alcalines ultrabasiques de la province de Maïmetcha-Kotouï. Travaux de l'Institut de recherche scientifique de géologie de l'Arctique, 1966, t. 140, 146 p.
Прохорова С.М., Евзикова Н.С. и Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), 1966, т. 140, 146 с.

Prokofiev V.Yu. & Zorina Ye.A. Évolution des fluides du système de minéralisation magmatique de Darasounskoïé (Transbaïkalie orientale). Rapports de l'ASR, 1994, t. 335, n° 2, pp. 206-209.
Прокофьев В.Ю. и Зорина Е.А. Эволюция флюидов дарасунской рудномагматической системы (Восточное Забайкалье). Доклады РАН, 1994, т. 335, №2, с. 206-209.

Radonova Yu.N. & Velinov I. Interrelations des propylites et des quartzites secondaires avec la minéralisation du centre et de l'ouest de la Sredna Gora. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 68-69.
Радонова Т.Г. и Велинов И. Взаимоотношения пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Центрального и Запаного Среднегорья. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, с. 68-69.

Rass I.T. Comportement des terres rares et de l'yttrium dans le processus d'altération métasomatique des roches ultrabasiques du stade magmatique. Géochimie, 1972, n° 1, pp. 89-99.

Расс И.Т. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии. Геохимия, 1972, №1, с. 89-99.

Rass I.T. Des conditions acido-basiques de formation des métasomatites magnésiennes du complexe à phlogopite du massif du Kovdor. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 283-289.
Расс И.Т. О кислотно-основных условиях образования магнезиальных метасоматитов флогопитового комплекса Ковдорского массива. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1974, с. 283-289.

Rass I.T. Conditions de formation de phlogopite pauvre en fer dans les massifs alcalins ultrabasiques. *In* : Métasomatose ferromagnésienne et minéralisation. Moscou, Nauka, 1980, pp. 130-137.
Расс И.Т. Условия образования маложелезистого флонопита в щелочно-ультраосновных массивах. *In* : Железо-магнезиальный метасоматоз и рудообразование. Москва, Наука, 1980, с. 130-137.

Rass I.T. Zonalité des minéraux coexistants des zones successives des colonnes métasomatiques d'infiltration ; indicateur d'altération de la composition de la solution. *In* : Problèmes de la zonalité métasomatique verticale. Moscou, Nauka, 1982, pp. 148-158.
Расс И.Т. Зональность сосуществующих минералов последовательных зон инфильтрационных метасоматических колонок ; инднкатор изменения состава раствора. *In* : Проблемы вертикальной метасоматической зональности. Москва, Наука, 1982, с. 148-158.

Rass I.T. Analyse paragénétique des minéraux zonés. Moscou, Nauka, 1986, 144 p.
Расс И.Т. Парагенетический анализ зональных минералов. Москва, Наука, 1986, 144 с.

Razmakhnin Yu.N. & Razmakhnina E.M. Systématique, zonalité et intérêt métallogénique des métasomatites des champs stannifères de Sikhote-Aline. Géologie et giesements métallifères, 1973, t. 15, n° 1, pp. 52-63.
Размахнин Ю.Н. и Размахнина Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихоте Алиня. Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, №1, с. 52-63.

Redkin A.F. & Omelyanenko B.I. Quelques correspondances de phases dans le système $Na_2O–K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–HCl$ avec participation de phases

interstratifiées et sorption sur celles-ci de Cs et Sr à 250° C et 1 kb. *In* : Travaux de la 12e conférence de toutes les Russies sur la minéralogie expérimentale. Tchernogolovka, 1983, t. 1, pp. 76-89.

Редькин А.Ф. и Омельяненко Б.И. Некоторые фазовые соотношения в системе $Na_2O–K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–HCl$ с участием смешанослойных фаз и сорбция на них Cs и Sr при 250° С и 1 кб. *In* : Труды XII Всероссийского совещания по экспериментальной минералогии. Черноголовка, 1983, т. 1, с. 76-89.

Reif F.G. Potentiel de minéralisation des granites et conditions de sa réalisation. Moscou, Nauka, 1990, 167 p.

Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. Москва, Наука, 1990, 167 с.

Rogova V.P. Laumontitisation : un nouveau type d'altérations périmétallifères. *In* : Métasomatisme et minéralisation, thèses exposées à la 4e conférence de toutes les Russies. Léningrad, 1976, pp. 142-143.

Рогова В.П. Ломонтитизации – новый тип околорудных изменений. *In* : Метасоматизм и рудообразование, тезисы докладов IV всесоюзной конференции. Ленинград, 1976, с. 142-143.

Rundkvist D.V. & Pavlova I.G. Essai de subdivision des formations de roches métasomatiques hydrothermales. Mémoires de la société minéralogique de toutes les Russies, 1974, partie 103, fasc. 3, pp. 289-304.

Рундквист Д.В. и Павлова И.Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1974, часть 103, вып. 3, с. 289-304.

Rundkvist D.V., Denisenko V.K. & Pavlova I.G. Gisements de greisens (ontogenèse et phylogenèse). Moscou, Nedra, 1971, 328 p.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К. и Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). Москва, Недра, 1971, 328 с.

Rusinov V.L. Bases géologiques et physico-chimiques de la propylitisation. Moscou, Nauka, 1972, 204 p.

Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизация. Москва, Наука, 1972, 204 с.

Rusinov V.L. Processus métasomatiques dans les séries volcaniques. Moscou, Nauka, 1989, 204 p.

Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. Москва, Наука, 1989, 204 с.

Rusinov V.L. & Zhukov V.V. Modèle de formation des textures rythmiques rubanées dans les sytèmes exogènes et métasomatiques hydrothermaux. Géologie des gisements métallifères, 1994, t. 36, n° 6, pp. 520-535.
Русинов В.Л. и Жуков В.В. Модель образования ритмично-полосчатых текстур в экзогенных и гидротермально-метасоматических системах. Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, №6, с. 520-535.

Rusinov V.L. & Rusinova O.V. Variations de la zonalité verticale dans l'argilisation périmétallifère, leurs causes et intérêt pétrogénétique. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1977, n° 10, pp. 147-158.
Русинов В.Л. и Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околорудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение. Известия АН СССР, серия геологическая, 1977, №10, с. 147-158.

Rusinov V.L., Omelyanenko B.I., Zotov A.V. & Chekvaidze V.B. Quelques aspects du problème de la zonalité métasomatique verticale. *In* : Problèmes de la zonalité métasomatique verticale. Moscou, Nauka, 1982, pp. 5-14.
Русинов В.Л., Омельяненко Б.И., Зотов А.В. и Чекваидзе В.Б. Некоторые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности. *In* : Проблемы вертикальной метасоматической зональности. Москва, Наука, 1982, с. 5-14.

Rusinov V.L., Kudrya P.F., Laputina I.P. & Kuzmina O.V. Zonalité métasomatique périodique des skarns à wollastonite-hédenbergite du gisement de Dalnegorsk. Pétrologie, 1994, n° 6, pp. 1-17.
Русинов В.Л., Кудря П.Ф., Лапутина И.П. и Кузьмина О.В. Периодическая метасоматическая зональность волластонит-геденбергитовых скарнов Дальнегорского месторождения. Петрология, 1994, №6, с. 1-17.

Rusinov V.L., Rusinova O.V. & Kremenetskiy A.A. Nature du métasomatisme sodé et boré dans les gisements aurifères. Rapports ASR, 1996, t. 346, n° 6, pp. 804-807.
Русинов В.Л., Русинова О.В. и Кременецкий А.А. Природа натрового и борного метасоматизма в золоторудных месторождениях. Доклады РАН, 1996, т. 346, №6, с. 804-807.

Rusinova O.V., Rusinov V.L. & Troneva N.V. Composition, certaines particularités de structure et conditions de formation des chlorites et berthiérines métallifères et périmétallifères. *In* : Métasomatisme, miné-

ralogie et questions relatives à la genèse des gisements aurifères et argentifères des séries volcaniques. Moscou, Nauka, 1986, pp. 5-40.

Русинова О.В., Русинов В.Л. и Тронева Н.В. Состав, некоторые особенности структуры и условия образования рудных и околорудных хлоритов и бертьеринов. *In* : Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. Москва, Наука, 1986, с. 5-40.

Ryzhenko B.N., Melnikova G.L. & Shvarov Yu.V. Traits fondamentaux de la formation de la composition chimique des solutions de la croûte terrestre. Géochimie, 1977, n° 6, pp. 819-830.

Рыженко Б.Н., Мельникова Г.Л. и Шваров Ю.В. Основные черты формирования химического состава растворов земной коры. Геохимия, 1977, №6, с. 819-830.

Samoilov V.S. & Ronenson B.M. Particularités géochimiques de la palingenèse alcaline. Géochimie, 1987, n° 11, pp. 1537-1545.

Самойлов В.С. и Роненсон Б.М. Геохимические особенности щелочного палингенеза. Геохимия, 1987, №11, с. 1537-1545.

Samotoin N.D., Magazina L.O., Finko V.I. & Chekin S.S. Mécanisme d'altération de rhyolites à K et Na dans les gisements de kaolinite de Sergeyev (région de la Primorye, Russie) et de Purnio (Cuba). Géologie des gisements métallifères, 1996, t. 38, n° 3, pp. 278-286.

Самотоин Н.Д., Магазина Л.О., Финько В.И. и Чекин С.С. Механизм преобразования K- и Na-риолитов на месторождениях фарфорового камня Сергеевском (Приморский край, Россия) и Пурнио (Куба). Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, №3, с. 278-286.

Sazonov V.N. Listwaenitisation et minéralisation. Moscou, Nauka, 1975, 171 p.

Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. Москва, Наука, 1975, 171 с.

Sazonov V.N. Formation à bérésite-listwaenite des métasomatites (d'après l'exemple de l'Oural). *In* : Formations et faciès métasomtiques. Sverdlovsk, Centre d'études scientifiques de l'AS URSS, 1979.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация метасоматитов (на примере Урала). *In* : Метасоматические формации и фации. Свердловск, Учебно-научный центр (УНЦ) АН СССР, 1979.

Sazonov V.N. Formation à bérésite-listwaenite et minéralisation connexe. Sverdlovsk, Centre d'études scientifiques de l'AS URSS, 1984.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск, Учебно-научный центр (УНЦ) АН СССР, 1984.

Sergeev A.S. Fénites des complexe de roches alcalines et ultrabasiques. Léningrad, Édition de l'Université d'État de Léningrad, 1967, 163 p.
Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Ленинград, Издательство Ленинградского государственного университета (ЛГУ), 1967, 163 с.

Shabynin L.I. Gisements de skarns magnésiens ferrifères. Moscou, Nedra, 1978, 232 p.
Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. Москва, Недра, 1978, 232 с.

Shabynin L.I. Formation de skarns magnésiens. Moscou, Nauka, 1973, 214 p.
Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. Москва, Наука, 1973, 214 с.

Shabynin L.I. Gisements métallifères dans une formation de skarns magnésiens. Moscou, Nedra, 1974, 287 p.
Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. Москва, Недра, 1974, 287 с.

Shabynin L.I., Pertsev N.N. & Zotov I.A. Questions relatives à la formation des skarns métallifères aux contacts dolomitiques. Moscou, Nauka, 1984, 105 p.
Шабынин Л.И., Перцев Н.Н. и Зотов И.А. Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов. Москва, Наука, 1984, 105 с.

Shamskiy N.S. Travaux choisis. T. 2, 1964, 720 p. ; t. 3, 1965, 348 p.
Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 2, 1964, 720 с. ; т. 3, 1965, 348 с.

Shapovalov Yu.B. Équilibres minéraux dans le système K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–HF à T=300-600° C et P=1000 bars. *In* : Aperçu de pétrologie physico-chimique, processus hydrothermaux et équilibres minéraux. Aperçus de pétrologie physico-chimique, 1988, fasc. 15, pp. 160-167.
Шаповалов Ю.Б. Минеральные равновесия в системе K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–HF при T=300-600° C и P=1000 бар. *In* : Очерки физико-химической петрлогии ; гидротермальные процессы и минеральные

равновесия. Очерки физико-химической петрлогии, 1988, вып. 15, с. 160-167.

ShapovalovYu. B. & Zaraïskiy G.P. Modélisation expérimentale des métasomatites de basse et moyenne température provenant du lessivage acide de roches granitoïdiques. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1978, pp. 42-113.

Шаповалов Ю.Б. и Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитодных пород. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 42-113.

Shcherba G.N. Formation des gisements à métaux rares du Kazakhstan central. Alma-Ata, Édition AS SSRKaz, 1960, 360p.

Щерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Издательство АН КазССР, 1960, 360 с.

Shcherba G.N. Gisements de greisens. *In* : Genèse des gisements métallifères endogènes. Moscou, Nedra, 1968, pp. 378-400.

Щерба Г.Н. Грейзеновые месторождения. *In* : Генезис эндогенных рудных месторождений. Москва, Недра, 1968, с. 378-400.

Shcherba G.N., Stepanov V.V., Mukhlya K.A. & Masgutov R.V. Minéralisation en béryllium et en tantale-niobium liée à des granitoЇdes. Alma-Ata, Nauka, 1964.

Щерба Г.Н., Степанов В.В., Мухля К.А. и Масгутов Р.В. Бериллиевое и тантало-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата, Наука, 1964.

Shcherban I.P. Conditions de formation de métasomatites périmétallifères de basse température (d’après l’exemple de la région Altaï-Saïan). Novosibirsk, Nauka, 1975, 200 p.

Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). Новосибирск, Наука, 1975, 200 с.

Shcherban I.P. Métasomatites métallifères périfiloniennes. Kiev, Libid, 1996, 350 p.

Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты. Київ, Либідь, 1996, 350 с.

Shipulin F.K. Sur de petites intrusions de la Primoryé sud-orientale. Travaux de l'Institut de géologie des gisements métallifères, 1956, fasc. 3, pp. 42-113.
Шипулин Ф.К. О малых интрузиях юго-восточного Приморья. Труды Института геологии рудных месторождений (ИГЕМ), 1956, вып. 3, с. 42-113.

Shirkunov V.V. Conditions géologiques de localisation de la minéralisation du champ métallifère d'Aktchataou. Thèse de candidature. Moscou, 1981.
Ширкунов В.В. Геологические условия локализации оруденения на Акчатауском рудном поле. Автореферать кандидатских диссертаций. Москва, 1981.

Shlygin A.Ye. & Gukova V.D. Essai d'établissement de cartes à échelle réduite de formations pneumato-hydrothermales (fluidogéniques) (d'après l'exemple du Kazakhstan). Nouvelles de l'AS RSSKaz, série géologique, 1981, n° 6, pp. 71-78.
Шлыгин А.Е. и Гукова В.Д. Опыт составления мелкомасштабных карт пневмато-гдротермальных (флюидогенных) образований (на примере Казахстана). Известия АН КазССР, серия геологическая, 1981, №6, с. 71-78.

Shmakin B.M. Description minéralogique et génétique des gisements de phlogopite de Kouranakh. Travaux de l'Institut d'État de prospection géologique de Moscou, 1961, fasc. 37, pp. 60-81.
Шмакин Б.М. Минералогическая и генетческая специфика Куранахских месторождений флогопита. Труды Московского государственного геологоразведочного института (МГРИ), 1961, вып. 37, с. 60-81.

Shmonov V.M., Vostroknutova Z.N. & Vitovtova V.M. Sur l'influence possible de l'adsorption sur la concentration du fluide dans les pores et les inclusions gazeuses-liquides. Aperçus de pétrologie physico-chimique, 1984, fasc. 12, pp. 78-84.
Шмонов В.М., Вострокнутова З. Н. и Витовтова В.М. О возможном влиянии адсорбции на концентрацию флюида в порах и газово-жидкх включениях. Очерки физико-химической петрологии, 1984, вып. 12, с. 78-84.

Shmulovich K.I. Diagramme des équilibres minéraux dans le système CaO–MgO–SiO_2–CO_2 et quelques compléments aux problèmes du métamorphisme de contact. *In* : Équilibres de phases et processus de formation

des minéraux. Aperçus de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1973, t. 3, pp. 19-35.
Шмулович К.И. Диаграмма минеральных равновесий в системе CaO–MgO–SiO_2–CO_2 и некотые приложения к проблемам контактового метаморфизма. *In* : Фазовые равновесия и процессы минералообразования. Очерки физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1973, т. 3, с. 19-35.

Shmulovich K.I. Diagramme des équilibres minéraux dans le système CaO–Al_2O_3–SiO_2–CO_2.. *In* : Aperçus de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1975, t. 5, pp. 258-266.
Шмулович К.И. Диаграмма минеральных равновесий в системе CaO–Al_2O_3–SiO_2–CO_2.. *In* : Очерки физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1975, т. 5, с. 258-266.

Skorospelkin S.A. Évolution du métasomatisme dans le processus de développement tectono-magmatique des régions plissées. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1974, pp. 83-91.
Скороспелкин С.А. Эволюция метасоматизма в процессе тектоно-магматического развития складчатых областей. *In* : Метасоматизм и рудообразнвание. Москва, Наука, 1974, с. 83-91.

Smirnov V.I. Géologie des ressources minérales. Moscou, Nedra, 1982, 4e édition, 669 p.(1e édition : 1965 ; 2e édition : 1969 ; 3e édition : 1976).
Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Москва, Недра, 1982, 4-е издание, 669 с. (1-е издание – 1965, 2-е издание – 1969, 3-е издание – 1976).

Sobachenko V.N. & Gundobin A.G. Type de formation des métasomatites alcalines carbonato-silicatées des zones de fractures et des carbonatites qui y sont liées. Géologie et géophysique, 1993, t. 34, n° 5, pp. 100-105.
Собаченко В.Н. и Гундобин А.Г. Формационный тип приразломых щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов. Геология и геофизика, 1993, т. 34, №5, с. 100-105.

Sobolev N.V. Types paragénétiques de grenats. Moscou, Nauka, 1964, 203 p.
Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. Москва, Наука, 1964, 203 с.

Soboleva Yu.B., Zaraïsky & Shapovalov Yu. B. Modélisation expérimentale de la zonalité de diffusion des greisens à topaze. *In* : Aperçu de pétrologie

physico-chimique, processus hydrothermaux et équilibres minéraux. Moscou, Nauka, 1988, fasc. 15, pp. 148-160.

Соболева Ю.Б., Зарайский Г.П. и Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное моделирование диффузионной зональности топазовых грейзенов. *In* : Очерки физико-химической петрологии ; гидротермальные процессы и минераьные равновесия. Москва, Наука, 1988, вып. 15, с. 148-160.

Solodovnikova N.N. Sur les feldspaths des gisements de contact. *In* : Minéralogie et géochimie. Léningrad, Nauka, 1964, pp. 107-114 ;

Солодовникова Н.Н. О полевых шпатах контактовых месторождений Хакасии. *In* : Минералогия и геохимия. Ленинград, Наука, 1964, с. 107-114.

Spiridonov E.M. Listwaenites et zodites. Géologie des gisements métallifères, 1991, t. 33, n° 2, pp. 38-48.

Спиридонов Э.М. Листвениты и зодиты. Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, №2, с. 38-48.

Spiridonov E.M., Baksheev I.A., Seredkin M.V., Kurulenko R.G., Prokofiev V.Yu., Ustinov V.I., Pribavkin S.V. & Filimonov S.V. Formation à gumbéite de l'Oural. Moscou, Université d'État de Moscou, 1997, 100 p.

Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Куруленко Р.Г., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Прибавкин С.В. и Филимонов С.В. Гумбеитовая формация Урала. Москва, Московский Государственный Университет (МГУ), 1997, 100 с.

Starostin V.I., Dorogovin B.A. & Lychakov V.A. Rôle des solutions sulfurées dans la formation des gisements de pyrites et polymétalliques de l'Altaï. Rapport de l'AS URSS, 1979, t. 245, n° 4, pp. 933-937.

Старостин В.И., Дороговин Б.А. и Лычаков В.А. Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Доклады АН СССР, 1979, т. 245, №4, с. 933-937.

Strygin A.I. Skarns du bouclier ukrainien et leur genèse. *In* : Conditions physico-chimiques du magmatisme et de la métasomatose. Travaux de la 3[e] conférence pétrologique. Moscou, 1964, pp. 139-149.

Стрыгин А.И. Скарны Украинского щита и их генезис. *In* : Физико-химичекие условия магматизма и метасоматоза. Труды 3 Все-союзного петрологического совещания. Москва, 1964, с. 139-149.

Strygin A.I. Pétrologie et formations minérales du Précambrien du bouclier ukrainien. Kiev, Naukova Dumka, 1978, 232 p.

Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1978, 232 с.

Taylor H.P. Application de l'isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène au problème d'altération hydrothermale des roches encaissantes et de minéralisation. Moscou, Mir, 1977, pp. 213-294.

Тэйлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. *In* : Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Москва, Мир, 1977, с. 213-294.

TRADUCTION DE : *Taylor H.P. jr*. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *In* : Stable isotopes as applied problems of ore deposits. Economic geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 69, 6, 1974, pp. 843-883.

Ternovoy V.I., Afanasiev B.V. & Sulimov B.I. Géologie et prospection du gisement de vermiculite-phlogopite du Kovdor. Léningrad, Nedra, 1969, 288 p.

Терновой В.И., Афанасьев Б.В. и Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Ленинград, Недра, 1969, 288 с.

Tikhonenkova R.P. Fénites du massif alcalin de Khibinsk. *In* : Métasomatites à métaux rares des massifs alcalins. Moscou, Nauka, 1967, pp. 5-94.

Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского щелочного массива. *In* : Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. Моска, Наука, 1967, с. 5-94.

Tomson I.N., Polyakova O.P., Polokhov V.P. & Mityushkin N.T. Intérêt métallogénique de la métasomatose carbonée. Nouvelles de l'AS URSS, série géologique, 1989, n° 8, pp. 78-88.

Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П. и Митюшкин Н.Т. Металлогеническое значение углеродистого метасоматоза. Известия АН СССР, серия геологическая, 1989, №8, с. 78-88.

Tsarev D.I. Métasomatose fragmentaire. *In* : Métasomatisme et minéralisation. Moscou, Nauka, 1984, pp. 309-320.

Царев Д.И. Фрагментарный метасоматоз. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1984, с. 309-320.

Turner F.J. Évolution des roches métamorphiques. Moscou, Édition de littérature étrangère, 1951.
Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфичесих пород. Москва, Издательство Иностранной литературы, 1951.
TRADUCTION DE : *Turner F. J.* Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. New York, 1949, 342 p.

Vasilevskiy M.M. Volcanisme, propylitisation et minéralisation. Moscou, Nedra, 1973, 277 p.
Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. Москва, Недра, 1973, 277 с.

Velichkin V.I. & Volovikova I.M. Particularités des formations métasomatiques minéralisées dans les régions plissées du Paléozoïque. *In* : Métasomatisme et formation des minerais. Moscou, Nauka, 1978, pp. 161-167.
Величкин В.И. и Воловикова И.М. Особенности рудометасоматических формаций в палеозойских складчатых областях. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 161-167.

Vitovtova V.M. Perméabilité des roches aux hautes pressions et températures. Thèse de candidature. Tchernogolovka, 1989.
Витовтова В.М. Проницаемость горных пород при высоких температурах и давлениях. Автореферат кандидатской диссертации, Черноголовка, 1989.

Vitovtova V.M. & Shmonov V.M. Perméabilité des roches à des pressions atteignant 200 kg/cm^2 et des températures atteignant 600° C. Rapports de l'AS URSS, 1982, t. 266, n° 5, pp. 1244-1248.
Витовтова В.М. и Шмонов В.М. Проницаемость горных пород при давлениях до 2000 $кг/см^2$ и температурах до 600°С. Доклады АН СССР, 1982, т. 266, №5, с. 1244-1248.

Vitovtova V.M., Fomichev V.I. & Shmonov V.M. Évolution de la perméabilité des roches lors de la formation des skarns des gisements de Sayak-1 et de Tastaou. Mémoires de pétrologie physico-chimique, 1988, n° 15, pp. 6-17.
Витовтова В.М., Фомичев В.И. и Шмонов В.М. Эволюция проницаемости пород при формировании скарнов месторождений Саяк-1 и Тастау. Очерки физико-химической петрологии, 1988, №15, с. 6-17.

Vlasova D.K. & Zharikov V.A. Skarns d'infiltration de contact de Tchoroukh-Daïron. *In* : Métasomatisme et formation des minerais. Moscou, Nauka, 1975, pp. 5-80.
Власова Д.К. и Жариков В.А. Контактово-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона. *In* : Метасоматизм и рудообразование. Москва, Наука, 1975, с. 5-80.

Volostnykh G.T. Argilisation et minéralisation. Moscou, Nedra, 1972, 240 p.
Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. Москва, Недра, 1972, 240 с.

White W., Bookstrom A.A., Kamilli R.J., Ganster M.W., Smith R.P., Ranta D. & Steiniger R. Traits fondamentaux et origine des gisements de molybdène du type Climax. *In* : Genèse des gisements métallifères. Moscou, Mir, 1984, pp. 334-400.
Уайт У., Букстром А.А., Камилли Р.Дж., Ганстер М.В., Смит Р.П., Ранта Д. и Стейнингер Р. Основные черты и происхождение молибденовых месторождений типа Клаймакс. *In* : Генезис рудных месторождений. Москва, Мир, 1984, с. 334-400.
TRADUCTION DE : *White W.H., Bookstrom A.A., Kamilli R.J., Ganster M.W., Smith R.P., Ranta D.E. & Steiniger R.C.* Character and origin of climax-type molybdenum deposits. Economic Geology, 75th anniversary volume ; 1905-1980, 1981, pp. 270-316.

Yudin I.M. Séquence de formation et d'interrelation des disséminations et veinules de minerais du gisement de Karabas (Kazakhstan central). Courrier de l'Université d'État de Moscou, série géologique, 1966, n° 6, pp. 101-106.
Юдин И.М. Последовательность формировния и взаимоотношения вкрапленных и прожилковых руд месторождения Карабас (Центральный Казахстан). Вестник Московского государственного университета (МГУ), серия геологическая, 1966, №6, с. 101-106.

Zaraïsky G.P. Zonalité et conditions de formation des roches métasomatiques. Moscou, Nauka, 1989, 342 p.
Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. Москва, Наука, 1989, 342 с.

Zaraïsky G.P. Contribution aux recherches expérimentales dans la résolution des problèmes du métasomatisme. *In* : L'expérience en minéralogie. Tchernogolovka, Institut de minéralogie expérimentale de l'ASR, 1993.
Зарайский Г.П. Вклад экспериментальных исследований в решение проблем метасоматизма. *In* : Эксперимент в минералогии. Черно-

головка, Институт Экспериментальной Минералогии (ИЭМ) РАН, 1993.

Zaraïsky G.P. Progrès dans la théorie de la zonalité métasomatique. Pétrologie, 1993, t. 1, n° 1, pp. 4-28.
Зарайский Г.П. Прогресс в теории метасоматической зональности. Петрология, 1993, т. 1, №1, с. 4-28.

Zaraïsky G.P. & Balashov V.N. De la structure d'un modèle génétique quantitatif des gisements de greisen. Géologie des gîsements métallifères, 1987, n° 6, pp. 3-13.
Зарайский Г.П. и Балашов В.Н. К структуре количественной генетической модели грейзенового месторождения. Геология рудных месторождений, 1987, №6, с. 3-13.

Zaraïsky G.P. & Zyryanov V.N. Recherche expérimentale sur la métasomatose alcaline du granite. *In* : Équilibres des phases et processus de formation des minéraux. Moscou, Nauka, 1973, pp. 119-156.
Зарайский Г.П. и Зырянов В.Н. Экспериментальное исследование щелочного метасоматоза гранита. *In* : Фазовые равновесия и процессы минералообразования. Москва, Наука, 1973, с. 119-156.

Zaraïsky G.P., Shapovalov Yu.B. & Belyaevskaya O.N. Recherche expérimentale sur la métasomatose acide. Moscou, Nauka, 1981, 220 p.
Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б. и Беляевская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. Москва, Наука, 1981, 220 с.

Zaraïsky G.P., Ryadchikova E.V. & Shapovalov Yu.B. Modélisation expérimentale de la métasomatose sodique d'une granodiorite. Études de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1984, fasc. 12, pp. 84-118.
Зарайский Г.П., Рядчикова Е.В. и Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное моделирование натриевого метасоматоза гранодиорита. Очерки физико-химической петрологии, Москва, Наука, 1984, вып. 12, с. 84-118.

Zaraïsky G.P., Zharikov V.A., Stoyanovskaya F.M. & Balashov V.N. Recherche expérimentale sur la formation des skarns bimétasomatiques. Moscou, Nauka, 1986, 230 p.
Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. и Балашов В.Н. Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования. Москва, Наука, 1986, 230 с.

Zaraïsky G.P., Balashov V.N. & Lebedeva M.I. Modèle macrocinétique de zonalité métasomatique. Géochimie, 1989, n° 10, pp. 1386-1305.
Зарайский Г.П., Балашов В.Н. и Лебедева М.И. Макрокинетическая модель метасоматической зональности. Геохимия, 1989, №10, с. 1386-1395.

Zaraïsky G.P., Shapovalov Yu.b., Soboleva Yu.B., Stoyanovskaya F.M., Zonov S.V., Ryadchikova E.V. & Dubinina E.O. Conditions physico-chimiques de la greisénisation dans le gisement d'Aktchataou d'après des données géologiques et expérimentales. *In* : Problèmes expérimentaux de géologie. Moscou, Nauka, 1994, n° 3, pp. 371-419.
Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Соболева Ю.Б., Стояновская Ф.М., Зонов С.В., Рядчикова Е.В. и Дубинина Е.О. Физико-химические условия грейзенизации на месторождении Акчатау по геологическим и экспериментальным данным. *In* : Экспериментальные проблемы геологии. Москва, Наука, 1994, №3, с. 371-419.

Zharikov V.A. Essai de classification des formations métasomatiques d'après l'exemple des champs de skarns du Karamazar occidental. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1956, t. 85, fasc. 3, pp.344-356.
Жариков В.А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1956, т. 85, вып. 3, с. 344-356.

Zharikov V.A. Géologie et phénomènes métasomatiques des gisements de skarns polymétalliques du Karamazar occidental. Travaux de l'Institut de géologie des gîtes métallifères, de pétrographie, minéralogie et géochimie de l'AS URSS, 1959, fasc. 14.
Жариков В.А. Геология и метасоматические явления в скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР, 1959, вып. 14.

Zharikov V.A. Conditions de formation des minéralisations des skarns. *In* : Congrès international de géologie, 21e session. Rapports des géologues soviétiques : "Problèmes génétiques de la minéralisation", Moscou, Édition de l'AS URSS, 1960, pp. 38-49.
Жариков В.А. Условия образования скарновых руд. *In* : Международный Геологический Конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов : "Генетические пробемы руд", Москва, Издательство АН СССР, 1960, с. 38-49.

Zharikov V.A. Altération magmatique des séries carbonatées. *In* : Congrès international de géologie, 21e session. Rapports des géologues soviétiques : "Granito-gneiss", Moscou, Édition de l'AS URSS, 1960, pp. 54-76.
Жариков В.А. Магматическое замещение карбонатных толщ. *In* : Международный Геологический Конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов : "Гранито-гнейсы", Москва, Издательство АН СССР, 1960, с. 54-76.

Zharikov V.A. Sur le développement de la théorie des processus de formation des skarns. Géologie des gisements métallifères, 1965, n° 4, pp. 3-15.
Жариков В.А. К развитию теории процессов скарнообразования. Геология рудных месторождений, 1965, №4, с. 3-15.

Zharikov V.A. Du rôle géochimique possible des phénomènes électrocinétiques. *In* : Problèmes de géochimie. Moscou, Nauka, 1965, pp. 278-285.
Жариков В.А. О возможной геохимической роли электрокинетических явлений. *In* : Пробемы геохимии. Москва, Наука, 1965, с. 278-285.

Zharikov V.A. Pétrologie physico-chimique des gisements de skarns. Thèse de doctorat, Moscou, 1965.
Жариков В.А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореферат докторской диссертации, Москва, 1965.

Zharikov V.A. Caractéristique thermodynamique des processus irréversibles naturels. Géochimie, 1965, n° 10, pp. 1191-1206.
Жариков В.А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов. Геохимия, 1965, №10, с. 1191-1206.

Zharikov V.A. Quelques règles des processus métasomatiques. *In* : Altérations métasomatiques des roches encaissantes et leur rôle dans la formation des minerais. Moscou, Nedra, 1966, pp. 47-63.
Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. *In* : Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудодбразовании. Москва, Недра, 1966, с. 47-63.

Zharikov V.A. Caractéristiques acido-basiques des minéraux. Géologie des gisements métallifères, 1967, n° 5, pp. 75-89.
Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. Геология рудных месторождений, 1967, №5, с. 75-89.

Zharikov V.A. Gisements de skarns. *In* : Genèse des gisements endogènes. Moscou, Nedra, 1968, pp. 220-302.
Жариков В.А. Скарновые месторождения. *In* : Генезис эндогенных месторождений. Москва, Недра, 1968, с. 220-302.

Zharikov V.A. Correspondance des compositions des pyroxène et grenat co-existants des skarns calciques. Rapports de l'AS URSS, 1969, t. 170, n° 2, pp. 425-428.
Жариков В.А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. Доклады АН СССР, 1969, т. 170, №2, с. 425-428.

Zharikov V.A. Recherche théorique et expérimentale de l'effet de filtration. Partie III : Mécanisme électrocinétique et rôle géochimique possible. *In* : Métasomatisme et autres questions de pétrologie physico-chimique. Moscou, Nauka, 1968, pp. 9-29.
Жариков В.А. Теоретическое и экспериментальное исследование фильтрационного эффекта. Часть III : Электрокинетический механизм и возможная геохимическая роль. *In* : Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1968, с. 9-29.

Zharikov V.A. Quelques problèmes actuels de minéralogie expérimentale. Mémoires de la Société minéralogique de toutes les Russies, 1976, t. 105, fasc. 5, pp. 543-561.
Жариков В.А. Некоторые актуальные проблемы экспериментальной минералогии. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1976, т. 105, вып. 5, с. 543-561.

Zharikov V.A. Conditions de la formation de skarns d'après des données expérimentales. *In* : Formation endogène de minerais. Moscou, Nauka, 1985, pp. 101-113.
Жариков В.А. Условия скарнообразования по экспериментальным данным. *In* : Эндогенное рудообразование. Москва, Наука, 1985, с. 101-113.

Zharikov V.A. & Alekhin Yu.V. Expériences sur la filtration de solutions à travers des coupes de roches. Rapports de l'AS URSS, 1971, t. 198, n° 2, pp. 433-436.
Жариков В.А. и Алехин Ю.В. Опыты по фильтрации растворов через срезы горных пород. Доклады АН СССР, 1971, т. 198, №2, с. 433-436.

Zharikov V.A. & Alekhin Yu.V. Effet de filtration comme cause de l'évolution des solutions hydrothermales. *In* : Travaux du congrès international de géochimie. T. II : Processus hydrothermaux, 1973, pp. 91-98.

Жариков В.А. и Алехин Ю.В. Фильтрационный эффект как причина эволюции гидротермальных растворов. *In* : Труды Международного Геохимического Конгресса. Т. II : Гидротермальные процессы. 1973, с. 91-98.

Zharikov V.A. & Vlasova D.K. Cornéennes de contact et skarns du gisement de Maïkhur. *In* : Problèmes physico-chimiques de la formation des roches et minerais. Moscou, Édition de l'AS URSS, 1961, pp. 326-386.

Жариков В.А. и Власова Д.К. Контактовые роговики и скарны месторождения Майхура. *In* : Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Москва, Издательство АН СССР, 1961, с. 326-386.

Zharikov V.A. & Zaraïsky G.P. Recherches expérimentales sur le métasomatisme : situation, perspectives. Géologie des gîtes métallifères, 1973, t. 15, n° 4, pp. 3-18.

Жариков В.А. и Зарайский Г.П. Экспериментальные исследования метасоматизма : состояние, перспективы. Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, №4, с. 3-18.

Zharikov V.A. & Zaraïsky G.P. Genèse du gisement de greisen d'Aktchataou (modèle informatique). *In* : Recueil Smirnov 95. Rédacteur V.I. Starostin. Moscou, Université d'État de Moscou, 1995, pp. 29-92.

Жариков В.А. и Зарайский Г.П. Генезис грейзенового месторождения Акчатау (компютерная модель). *In* : Смирновский сборник-95. Редактор В.И. Старостин. Москва, Московский Государственный Университет (МГУ), 1995, с. 29-92.

Zharikov V.A. & Omelyanenko B.I. Quelques problèmes de l'étude de l'altération des roches encaissantes en liaison avec les recherches métallogéniques. *In* : Étude des règles de répartition de la minéralisation au cours des explorations métallogéniques des districts miniers. Moscou, Nedra, 1965, pp. 119-194.

Жариков В.А. и Омельяненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. *In* : Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Москва, Недра, 1965, с. 119-194.

Zharikov V.A. & Omelyanenko B.I. Classification des métasomatites. *In* : Métasomatose et formation des minerais. Moscou, Nauka, 1978, pp. 9-28.
Жариков В.А. и Омельяненко Б.И. Классификация метасоматитов. *In* : Метасоматоз и рудообразование. Москва, Наука, 1978, с. 9-28.

Zharikov V.A. & Khodorevskaya L.I. Étude expérimentale des réactions de formation de la clintonite. Rapports de l'AS URSS, 1987, t. 294, n° 4, pp. 952-955.
Жариков В.А. и Ходоревская Л.И. Экспериментальное изучение реакций образования клинтонита. Доклады АН СССР, 1987, т. 294, №4, с. 952-955.

Zharikov V.A. & Shmulovich K.I. Équilibres minéraux à haute température au sein du système CaO-SiO_2-CO_2. Géochimie, 1969, n° 9, pp. 1039-1056.
Жариков В.А. и Шмулович К.И. Высокотемпературные минеральные равновесия в системе CaO-SiO_2-CO_2. Геохимия, 1969, №9, с. 1039-1056.

Zharikov V.A., Ivanov I.P. & Fonarev V.I. Équilibres minéraux au sein du système K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Moscou, Nauka, 1972, p. 159.
Жариков В.А., Иванов И.П. и Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Москва, Наука, 1972, с. 159.

Zharikov V.A., Alekhin Yu.V. & Rysikova V.G. Quelques règles physico-chimiques de la filtration des solutions à travers les roches. *In* : Rôle des propriétés physico-mécaniques des roches dans la localisation des gisements endogènes. Moscou, Nauka, 1973, pp. 7-25.
Жариков В.А., Алехин Ю.В. и Рысикова В.Г. Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы. *In* : Роль физико-механических свойств горныъх пород в локализации эндогенных месторождений. Москва, Наука, 1973, с. 7-25.

Zharikov V.A., Aksyuk A.M. & Korzhinsky M.A. Influence de l'acidité d'une solution sur la répartition du fer entre pyroxène et grenat. *In* : Problèmes de pétrologie physico-chimque. Moscou, Nauka, 1979, t. I, pp. 46-60.
Жариков В.А., Аксюк А.М. и Коржинский М.А. Влияние кислотности раствора на распределение железа между пироксеном и гранатом. *In* : Проблемы физико-химической петрологии. Москва, Наука, 1979, т. I, с. 46-60.

Zharikov V.A., Epelbaum M.B., Zaraïsky G.P., Simakin A.T. & Balashov V.N. Modélisation des processus de transfert massif de chaleur dans le

gisement de greisen d'Ak-Tchataou. Études de pétrologie physico-chimiques, 1988, t. 15, pp. 38-69.
Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Зарайский Г.П., Симакин А.Т. и Балашов В.Н. Моделирование процессов массо-теплопереноса на грейзеновом месторождении Ак-Чатау. Очерки физико-химической петрологии, 1988, т. 15, с. 38-69.

Zharikov V.A., Vitovtova V.M. & Shmonov V.M. Recherche expérimentale sur la perméabilité des roches archéennes du sondage superprofond de la Péninsule de Kola. Géologie des gîtes métallifères, 1990, n° 6, pp. 79-88.
Жариков В.А., Витовтова В.М. и Шмонов В.М. Экспериментальное исследование проницаемости архейских пород Кольской сверхглубокой скважины. Геология рудных месторождений, 1990, №6, с. 79-88.

Zharikov V.A., Dubinina E.O., Suvorova V.A. & Shapovalov Yu.B. Provenance du fluide minéralisateur du gisement à métaux rares d'Aktchataou d'après des données isotopiques de l'oxygène. Géochimie, 1992, n° 12, pp. 163-170.
Жариков В.А., Дубинина Е.О., Суворова В.А. и Шаповалов Ю.Б. Происхождение рудноносного флюида редкометального месторождения Акчатау по изотопно-кислородным данным. Геохимия, 1992, №12, с. 163-170.

Zhdanov V.V., Rundkvist D.V. & Baskov E.A. Essai de systématique des métasomatites régionales et leurs séries. Mémoires de la Société minéralogie de toutes les Russies, 1987, t. 116, fasc. 4 pp. 408-416
Жданов В.В., Рундквист Д.В. и Басков Е.А. Опыт систематики региональных метасоматитов и их рядов. Записки Всероссийского Минералогического Общества (ВМО), 1987, т. 116, вып. 4, с. 408-416.

Zhdanov N.N., Osadchiy Ye. G., Kondratyev V.V., Beloborodov S.M., Sorokin V.I., Zotov A.V. & Solodov I.N. Sonde potentiométrique (SP). Organisation et résultats de recherches d'objets naturels. *In* : Problèmes expérimentaux de géologie. Moscou, Nauka, 1994, pp. 668-683.
Жданов Н.Н., Осадчий Е.Г., Кондратьев В.В., Белобородов С.М., Сорокин В.И., Зотов А.В. и Солодов И.Н. Потенциометрический зонд (ПЗ). Устройство и результаты исследований природных объектов. *In* : Экспериментальные проблемы геологии. Москва, Наука, 1994, с. 668-683.

Znamensky V.S. Zonalité des altérations solfatariennes des roches des volcans des Îles Kouriles. Géologie des gisements métallifères, 1990, n° 3, pp. 28-37.

Знаменский В.С. Зональность сольфатарных изменений пород Курильских вулканов. Геология рудных месторождений, 1990, №3, с. 28-37.

Zotov A.V. Formation contemporaine d'alunite dans de lac de cratère Kipyachtchee (volcan Golovnina, Île de Kounachir). Rapports de l'AS URSS, 1967, t. 174, n° 3, pp. 671-674.

Зотов А.В. Современное образование алунита в кратерном озере Кипящее (вулкан Головнина, остров Кунашир). Доклады АН СССР, 1967, т. 174, №3, с. 671-674.

Zotov A.V. Composition de l'alunite en fonction de sa température de formation. Géochimie, 1971, n° 3, pp. 111-115.

Зотов А.В. Зависимость состава алунита от температуры его образования. Геохимия, 1971, №3, с. 111-115.

Zotov A.V. & Mukhamet-Galeev A.P. Polytypes de la muscovite et conditions de leur formation au cours du métamorphisme et du métasomatisme (recherche expérimentale). *In* : Règles du métamagmatisme, du métasomatisme et du métamorphisme. Moscou, Nauka, 1987, pp. 52-65.

Зотов А.В. и Мухамет-Галеев А.П. Политипы мусковита и условия их образования при метаморфизме и метасоматизме (экспериментальное исследование). *In* : Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. Москва, Наука, 1987, с. 52-65.

Zotov A.V. & Rusinov V.L. Zonalité et paragenèses dans les roches péri-métallifères de deux gisements du type Kuroko au Japon. *In* : Métasomatites et minéralisation. Moscou, Nauka, 1975, pp. 179-216.

Зотов А.В. и Русинов В. Л. Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождений типа Куроко в Японии. *In* : Метасоматиты и оруденение. Москва, Наука, 1975, с. 179-216.

Zotov A.V., Loginov V.P. & Rusinov V.L. Règles du métasomatisme de basse température. *In* : Problèmes de pétrologie, de minéralogie et de genèse minérale. Moscou, Nauka, 1983, pp. 126-130.

Зотов А.В., Логинов В.П. и Русинов В.Л. Закономерности низкотемпературного метасоматизма. *In* : Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. Москва, Наука, 1983, с. 126-130.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Anderson G.M., Pascal M.L. & Rao J. Aluminum speciation in metamorphic fluids. *In* : Chemical transport in metasomatic processes. Helgeson H.C. éd., NATO ASI Series. Series C, Mathematical and physical sciences, 218. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1987, pp. 297-321.

Balashov V.N. & Lebedeva M.I. Makrokinetic model of origin and development of a monomineralic bimetasomatic zone, a memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy. *In* : Progress in metamorphic and magmatic petrology. Cambridge University Press, 1991, pp. 167-195.

Becker K.H., Cemic L. & Langer K. Solubility of corundum in supercritical water. Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, vol. 47, n° 9, pp. 1573-1578.

Browne P.R.L. & Ellis A.J. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area New Zealand : Mineralogy and related geochemistry. Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, n° 2, pp. 97-131.

Bryndzia L.T. & Scott S.D. The composition of chlorite as a function of sulphur and oxygen fugacity : an experimental study. Amer. J. Sci., 1987, vol. 287, n° 1, pp. 50-76.

Brögger W.G. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen, Videnskapsselskapet Skrifter, I. Mat.-Naturvidensk. Klasse, 1921, vol. 9, 408 p.

Burt D.M. Metasomatic zoning in Ca-Fe exoskarns. *In* : A.S. Hoffmann *et al*., eds. Geochemical transport and kinetics. Carnegie Institution of Washington, 1974, Publ. 634, pp. 287-293.

Burton J.C., Taylor L.A. & Chou I.M. The f_{O_2}-T and f_{S_2}-T stability relations of hedenbergite and of the hedenbergite-johannsenite solid solutions. Econ. Geol., 1982, vol. 77, n° 4, pp. 764-783.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay minerals, 1988, n° 4, pp. 471-485.

Cathelineau M., Izquierdo G.& Nieva D. Thermobarometry of hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal system (Michoacan, Mexico). Chem. Geol., 1989, vol. 76, n° 3/4, pp. 229-238.

Cunneen R. & Sillitoe R.H. Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia. Econ. Geol., 1989, vol. 84, n° 1, pp. 135-142.

Dawes R.L. & Evans B.W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote bearing dikes, Front Range, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., 1991, vol. 103, n° 8, pp. 1017-1031.

Dawson K.R. Petrology and red coloration of wall rocks, radioactive deposit Goldfields region, Saskatchewan. Geol. Survey Canada Bull., 1956, n° 33, pp. 1-46.

Delmelle P. & Bernard A. Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen Volcano, Indonesia. Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, vol. 58, n° 11, pp. 2445-2460.

Dobson D.C. Geology and alteration of the Lost River tin-tungsten-fluorine deposit, Alaska. Econ. Geol., 1982, vol. 77, n° 4, pp. 1033-1052.

Drummond S.E. & Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Econ. Geol., 1985,vol. 80, n° 1, p. 126-147.

Eberl D.D. & Hower J. Kinetics of illite formation. Geol. Aoc. Amer. Bull., 1976, vol. 87, n° 9, pp. 1326-1330.

Economic Geology 1982. A special issue devoted to skarn deposits. Econ. Geol., 1982, vol. 77, n° 4, pp. 745-1052.

Einaudi M.T., Meinert L.D. & Newberry R.I. Skarn deposits. Econ. Geol., vol. 75, Seventy-fifth anniversary volume, 1981, pp. 317-391.

Ettlinger A.D. & Ray G.E. Precious metal enriched skarns in British Columbia, an overview and geological study. Province of British Columbia, Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Victoria, British Columbia, Canada, 1989, 120 p.

Eugster H.P. & Wones D.R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. J. Petrology, 1962, vol. 3, n° 1, pp. 82-125.

Fletcher R.C. & Hofmann A.W. Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. Geochemical transport and kinetics, Carnegie Institution of Washington, Pub. 634, 1974, pp. 243-259.

Frantz J.D. & Mao H.K. Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion – I. A theoretical model for monomineralic reaction zone sequences. Am. Jour. Sci., 1976, vol. 276, pp. 817-840.

Frantz J.D. & Popp R.K. Mineral-solution equilibria – I. An experimental study of complexing and thermodynamic properties of aqueous $MgCl_2$ in the system MgO–SiO_2–H_2O–HCl. Geochim. Cosmochim Acta, 1979, vol. 43, n° 8, pp. 1223-1240.

Frantz J.D., Popp R.K. & Boctor N.Z. Mineral-solution equilibria – V. Solubilities of rock-forming minerals in supercritical fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, vol. 45, n° 1, pp. 69-77.

Fridleifsson G.O. Hydrothermal system ans associated alteration in Iceland. Geol. Soc. Jap., 1991, rep. n° 277, pp. 83-90.
Fyfe W.S. Stability of epidote minerals. Nature, 1960, vol. 187, n° 4736, pp. 497-521.
Geijer P. The paragenesis of ludwigite in Swedish iron ores. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 1939, vol. 61, n° 416, pp. 19-33.
Geology of Kuroko deposits. Ishihara S. (ed.), Society of Mining Geologists of Japan, Tokyo, 1974, Mining Geology, special issue, n° 6, 437 p.
Giuşcă D. Die Adularisierung det Vulkanite in der Gegend von Baia Mare. Acta Geologica Academicae Scientifiarum Hungaricae, Budapest, 1961, tome VII, n° 1–2, pp. 173-186.
Gonzalez-Bonorino F. Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt, Colorado. Bull. Geol. Soc. Amer. 1959, vol. 70, n° 2, pp. 53-89.
Gustafson L.B. & Hunt J.P. The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile. Econ. Geol., 1975, vol. 70, n° 5, pp. 857-912.
Guy B. Mathematical revision of Korzhinskii's theory of infiltration meta-somatic zoning. Eur. J. Mineral., 1993, vol. 5, n° 2, pp. 317-339.
Harker R.I. The synthesis and stability of tilleyite, $Ca_5Si_2O_7(CO_3)_2$. Amer. J; Sci., 1959, vol. 257, n° 9, pp. 656-667.
Harker R.I. & Tuttle O.F. Experimental data on the P_{CO_2} –T curve for the reacton calcite+quartz = wollastonite+carbon dioxide. Amer. J. Sci., 1956, n° 4, pp. 239-256.
Harker R.I. & Tuttle O.F. The lower limit of stability of akermanite ($Ca_2MgSi_2O_7$). Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, n° 8, pp. 468-478.
Haselton H.T.Jr, Cygan G.L. & d'Angelo W.D. Chemistry of aqueous coexisting with fluoride buffers in the system K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–F (1 kbar, 400–700° C). Econ. Geol., 1988, vol. 83, n° 1, pp. 163-173.
Haughton D.R. Plagioclase-scapolite equilibrium. Cand. Mineral., 1971, vol. 10, part 5, pp. 854-870.
Heald P., Foley N & Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits ; acid - sulfate and adularia - sericite types. Econ. Geol., 1987, vol. 82, n° 1, pp. 1-26.
Hedenquist J.W. Recognition of magmatic contributon to active and extinct hydrothermal systems. Rept. Geol. Surv. Japan, 1992, n° 279, pp. 68-79.
Hedenquist J.W. & Henley R.W. The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions ; evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition. Econ. Geol., 1985, vol. 80, n° 5, pp. 1379-1406.
Hedenquist J.W. & Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 1994, vol. 370, n° 6490, pp. 519-527.
Heinrich E.M. Infinite variations on a fenite theme. The Indian Mineral., 1985, Sukheswala vol., pp. 151-161.

Helgeson H.C. & Kirkham D.H. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. Amer. J; Sci., 1974, vol. 274, n° 10, pp. 1089-1261.

Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W. & Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Amer. J. Sci., 1978, vol. 278-A, pp. 1-229.

Hemley J.J., Meyer C. & Richter D.H. Some alteration reactions in the system Na_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. US Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, vol. 424-D, pp. 338-340.

Hemley J.J., Hostetler P.B., Gude A. & Mountjoy W.T. Some stability relations of alunite. Econ. Geol., 1969, vol. 64, n° 6, pp. 599-612.

Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W. & Luce R.W. Equilibria in the system Al_2O_3–SiO_2–H_2O and some general implications for alteration mineralization processes. Econ. Geol., 1980, vol. 75, n° 2, pp. 210-228.

Holland H.D. Some applicationsof thermochemical data to problems of ore deposits. II. Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids. Econ. Geol., 1965, vol.60, n° 6, pp. 1101-1166.

Hoschek G. Gehlenite stability in the system CaO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–CO_2. Contrib. mineral. Petrol., 1974, n° 4, pp. 245-254.

Howard J.J. & Roy D.M. Development of layer charge and kinetics of experimental smectite alteration. Clays Clay Miner., 1985, vol. 33, n° 2, pp. 81-88.

Humphris S.E., Herzig P.M., Miller D.J., Alt J.C., Becker K., Brown D., Brügmann G., Chiba H., Fouquet Y., Gemmel J.B., Guerin G., Hannington M.D., Holm N.G., Honorez J.J., Iturrino G.J., Knott R., Ludwig R., Nakamura K., Petersen S., Reysenbach A.-L., Rona P.A., Smith S., Sturz A.A., Tivey M.K. & Zhao X. The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit. Nature, 1995, vol. 377, n° 6551, pp. 713-716.

Inoue A. & Utada M. Hydrothermal alteration related to Kuroko mineralization in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan, with special reference to the acid-sulfate alteration. Rept. Geol. Surv. Japan, 1991, n° 277, pp. 39-48.

Iiyama J.T. Étude des reactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. Bull. Soc. Franç. Minéral. et Cristallogr., 1964, vol. 87, n° 4, pp. 532-541.

Ito K. Zoned skarn of the Fujigatani mine, Yamaguchi prefecture. Japanese Journ. Geol. and Geogr., 1962, vol. 33, n° 2-4, pp. 169-190.

Johannes W. An experimental investigation of the system MgO–SiO_2–H_2–CO_2. Amer. Journ. Sci., 1969, vol. 267, n° 9, pp. 1083-1104.

Klein T.L. & Criss R.E. An oxygen isotope and geochemical study of meteoric-hydrothermal systems at Pilot Mountain and selected other localities, Carolina slate belt. Econ. Geol., 1988, vol. 83, n° 4, pp. 801-821.

Kresten P. The chemistry of fenitization ; examples from Fen, Norway. Chem. Geol., 1988, vol. 68, n° 3-4, pp. 329-349.

Kristmannsdottir H. Clay minerals formed by hydrothermal alteration of basaltic rocks in Iceland geothermal fields. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 1975, vol. 97, part 3, pp. 289-292.

Larson P.B. & Taylor H.P. Solfataric alteration in the San Juan Mountains, Colorado ; oxygen isotope variations in a boiling hydrothermal environment. Econ. Geol., 1987, vol. 28, n° 4, pp. 1019-1036.

Le Bas M.J. Carbonatite-nephelinite volcanism, an African case history. London, Wiley, 1977, 347 p.

Le Bas M.J. Petrogenesis of carbonatites and fenites : some recent developments. Mem. Geol. Soc. India, 1990, vol. 15, pp. 137-144.

Lemière B., Delfour J., Moine B., Piboule M., Ploquin A., Isnard P. & Tegey M. Hydrothermal alteration and the formation of aluminous haloes around sulfide deposits, a model for alterites at Chizeuil (Morvan, France). Mineralium Deposita, 1986, vol. 21, n° 2, pp. 147-155.

Lichtner P.C. The quasi-stationary state approximation to fluid/rock reaction ; local equilibrium revisited. Advances in Physical Geochemistry, 1991, vol. 8, pp. 454-562.

Lichtner P.C. & Balashov V.N. Metasomatic zoning ; appearance of ghost zones in the limit of pure advective mass transport. Geochim. Cosmochim Acta, 1993, vol. 57, n° 2, pp. 369-387.

Lindgren W. Metasomatism. Bull. Geol. Soc. Amer., 1925, vol. 36,n° 1, pp. 247-261.

Liou J.G. P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8$–H_2O. Journ. Petrology, 1971, vol. 12, n° 2, pp. 379-411.

Mackay R.A. The control of impounding structures on ore deposition. Econ. Geol., 1946, vol. 41, n° 1, pp. 13-46.

Malla P.B. & Douglas L.A. Problems in identification of montmorillonite and beidellite. Clays Clay Minerals, 1987, vol. 35, n° 3, pp. 232-236.

Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. Freeman, New York, 1983.

Matthews A. Influences of kinetics and mechanism in metamorphism : a study of albite crystallization. Geochim. Cosmochim. Acta, 1980, vol. 44, n° 3, pp. 387-402.

Merrin S. Synthesis of epidote and its apparent P-T stability curve. Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, n° 12, p. 1929.

Miyashiro A. & Seki Y. Enlargement of the composition field of epidote and piedmontite with rising temperature. Amer. J. Sci., 1958, vol. 256, n° 6, pp. 423-430.

Morogan V. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. Terra Nova, 1994, vol. 6, n° 2, pp. 166-176.

Muffler L.J.P. & White D.E. Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, n° 2, pp. 157-182.

Norton D. & Knapp R. Transport phenomena in hydrothermal systems, the nature of porosity. Am. J; Sci., 1977, vol. 277, n° 8, pp. 913-936.

Ortoleva P.J. Geochemical self-organization. New York, Oxford University Press ; Oxford, Clarendon Press, 1994.

Parry W.T., Ballantyne J.M. & Jacobs D.C. Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs and the Tintic and Santa Rita porphyry copper systems. Econ. Geol., 1984, vol. 79, n° 1, pp. 72-86.

Pearson J.M. & Taylor W.R. Mineralogy and geochemistry of fenitized alkaline ultrabasic sills of the Gifford Greek complex, Gascoyne Province, Western-Australia. Canad. Mineral., 1996, vol. 34, n° 2, pp. 201-219.

Ragnarsdottir K.V. & Walther J.V. Experimental determination of corundum solubilities in pure water between 400-700° C and 1-3 kbar. Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, vol. 49, n° 10, pp. 2109-2115.

Randall J.A. Hydrothermal feldspar dikes in the framework of Tayoltita silver-gold ore-bodies. Program no. 74 ASTR ann. Meeting, 1968, 245 p.

Rass I.T. & Kravchenko S.M. Melilite-bearing rocks within alkaline-ultrabasic complexes : derivatives from SiO_2-poor, Ca-rich mantle magma. 7th International Kimberlite Conference, extended abstracts, 1998, pp. 725-726.

Rass I.T., Girnis A.V. & Laputina I.P. Kimberlite and turjaite crystallization under 7,2 kbar. Experiment in geosciences, 1996, vol. 5, n° 1, pp. 41-42.

Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983. Clays Clay Miner., 1984, vol. 32, n° 3, pp. 239-240.

Reyes A.G. Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems. Geol. Surv. of Japan, 1991, report n° 277, pp. 59-65.

Richards H.G., Cann J.R. & Jensenius J. Mineralogical zonation and meta-somatism of the alteration pipes of Cyprus sulphide deposits. Econ. Geol., 1989, vol. 84, n° 1, pp. 91-115.

Roberson H.E. & Lahann R.W. Smectite to illite conversion rate : effects of solution chemistry. Clays Clay Miner., 1981, vol. 29, n° 2, pp. 129-135.

Robie R.A., Hemingway B.S. & Fisher J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures. Geol. Surv. Bull., 1978, n° 1452, pp. 1-456.

Rubie D.C. & Gunter W.D. The role of speciation in alkaline igneous fluids during fenite metasomatism. Contrib. Mineral. Petrol., 1983, vol. 82, n° 2-3, pp. 165-175.

Rye R.O., Bethke Ph.M. & Wasserman M.D. The stable isotope geochemistry of acide sulfate alterations. Econ. Geol., 1992, vol. 87, n° 2, pp. 225-262.

Sack R.O. Reaction skarns between quartz-bearing and olivine-bearing rocks. Amer. J. Sci., 1982, n° 7, pp. 970-1011 ; erratum, Amer. J. Sci., 1982, n° 8, p. 1342.

Samson I.M., Williams-Jones A.E. & Liu W. The chemistry of hydrothermal fluids in carbonatites ; evidence from leachate and SEM-decrepitate analysis of fluid inclusions from Oka, Quebec, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, vol. 59, n° 10, pp. 1979-1989.

Sander M.V. & Einaudi M.T. Epithermal deposits of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. Econ. Geol., 1990, vol. 85, n° 2, pp. 285-311.

Sato T., Murakami T. & Watanabe T. Change in layer charge of smectites and smectite layers in illite/smectite during diagenetic alteration. Clays Clay Miner., 1996, vol. 44, n°4, pp. 460-469.

Schmidt R.G. High-alumina hydrothermal systems in volcanic rocks and their significance to mineral prospecting in the Carolina slate belt. US Geol. Surv. Bull., 1985, n° 1562, 59 p.

Schoen R., White D.E. & Hemley J.J. Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada. Clays Clay Minerals, 1974, vol. 22, n° 1, pp. 1-22.

Schulien S. Mg-Fe partitioning between biotite and a supercritical chloride solution. Contrib. Mineraal. Petrol., 1980, vol. 74, n° 1, pp. 85-93.

Schwartz G.M. Hydrothermal alteration of igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, vol. 50, n° 2, pp. 181-238.

Shaw D.M. The geochemistry of scapolite. Part 1 : Previous work and general mineralogy. J. Petrol., 1960, vol. 1, pp. 218-260.

Shikazono N. Mineralogical and fluid inclusion features of rock alterations in the Seigoshi gold-silver mining district, western part of the Izu Peninsula, Japan. Chem. Geol., 1985, vol. 49, n° 1-3, pp. 213-230.

Shmonov V.M. & Vitovtova V.M. Rock permeability for the solution of the fluid transport problems. Experiment in Geosciences, 1992, vol. 1, n° 1, pp. 1-49.

Shmonov V.M., Vitovtova V.M. & Zarubina I.V. Permeability of rocks at elevated pressure and temperature. *In* : Fluids in the crust. K.I. Shmulovich, B.W.D. Yardley, G.G. Gonchar, eds. London, Chapman & Hall Publ., 1995, pp. 285-311.

Smulovich K.I., Shmonov V.M. & Zharikov V.A. The thermodynamics on supercritical fluid systems. *In* : Advances in physical geochemistry, 1982, vol. 2, pp. 173-190.
Sigvaldason G.E. Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes Reykjavik ans Hveragerdi, Iceland. US Geol. Surv. Prof. Paper, 1963, n° 450-E, pp. 77-79.
Steiner A. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand ; its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. Bull. New Zeal. Geol. Surv., 1977, n° 90.
Stoffregen R.E. Genesis of acid-sulfate alteration and Au–Cu–Ag mineralization at Summitville, Colorado. Econ. Geol., 1987, vol. 82, n° 6, pp. 1575-1591.
Tilley C.E. The zoned contact skarns of the Broadford area, Skye ; a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. Mineral. Mag., 1951, vol. 29, n° 214, pp. 621-666.
Tooker E.W. Altered wallrocks in the central part of the Front Range mineral belt, Gilpin and Clear Creek counties, Colorado. Washington, Geol. Surv. Amer. Prof. Paper, n° 439, 1963.
Vagner G. Fractal features of liquid-liquid and liquid-gas interaction (experimental evidence). Fractals and dynamic systems in geoscience, 3-rd symposium, Stara Lesn"a, Slovakia, 1997, pp. 81-82.
Velde B. & Vasseur G. Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. Amer. Mineral., 1992, n° 9-10, pp. 967-976.
Walter L.S. Data on the fugacity of CO_2 in mixtures of CO_2 and H_2O. Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, n° 2, pp. 151-156.
Walter L.S. Experimental studies on Bowen's decarbonation series. III : P-T univariant equilibrium of the reaction : spurrite+monticellite = merwinite+calcite and analysis of assemblages found at Crestmore, California. Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, n° 1, pp. 64-77.
Walther J.V. & Helgeson H.G. Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures. Am. J. Sci., 1980, vol. 280, n° 7, pp. 575-606.
Watanabe T. Geology and mineralization of the Suian district, Tyosen (Korea) ; the geology of the Suian gold mining district. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imper. Univ., 1943, Ser. 4, vol. 6, n° 3-4, pp. 205-303.
White N.C. & Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits ; styles, characteristics and exploration. Soc. Econ. Geol., Newsletters, 1995, n° 23, pp. 9-13.
White D.E.., Muffler L.J.P. & Truesdell A.H. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Econ. Geol., 1971, vol. 66, n° 1, pp. 75-97.

Whitney J.A. Composition and activity of sulfurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhotite-bearing silicic systems. Econ. Geol., 1988, vol. 83, n° 1, pp. 86-92.

Woolley A.R. A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of solid and potassic fenites. Mineral. Mag., 1982, vol. 46, n° 3378, pp. 13-17.

Wyart J. & Sabatier G. Transformations mutuelles des feldspaths alcalins : reproduction du microcline et de l'albite. Bull. Soc. franç. mineral. cristallogr., 1956, vol. 79, n° 10/12, pp. 574-581.

Zaraisky G.P. The influence of acidic fluoride and chloride solutions on the geochemical behaviour of Al, Si and W. *In* : K.I. Shmulovich, B.W.D. Yardley and G.A. Gonchar, eds. Fluids in the crust : equilibrium and transport properties, London, Chapman & Hall, 1995, pp. 139-162.

Zaraisky G.P. Greisen metasomatic zoning at W-Mo deposit Akchataou, Central Kazakhstan. *In* : Mineral deposits : from their origin to their environmental impacts. Balkema, Rotterdam, 1995, pp. 551-554.

Zaraisky G.P. & Balashov V.N. The thermal decompaction of rocks. *In* : K.I. Shmulovich, B.W.D. Yardley and G.A. Gonchar, eds. Fluids in the crust : equilibrium and transport properties. London, Chapman & Hall, 1995, pp. 253-284.

Zaraisky G.P. & Stoyanovskaya F.M. Experimental modelling of gain and loss of rare metals (W, Mo, Sn) during of greisenization and alcalic metasomatism of leucocratic granite. Experiment in Geosciences, 1995, vol. 4, n° 4, pp. 19-21.

Zen E-an & Hammarstrom J.M. Mafmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 1984, vol. 12, n° 9, pp. 515-518.

Zhao Yiming, Lin Wenwei, Bi Chengsi, Li Daxin & Jiang Chongjun. Skarn deposits of China. Ch. Acad. of Geol. Sci., Beijing, 1990, 354 p.

Zharikov V.A. Skarns (part I). Int. Geol. Rev., 1970, vol. 12, pp. 541-559.

Zharikov V.A. Skarn types, formation, and ore mineralization conditions. *In* : Skarns, their genesis and metallogeny. Theophrastus Pub., Athens, 1991, pp. 455-466.

Zharikov V.A. Fluids in geological processes. *In* : K.I. Shmulovich, B.W.D. Yardley and G.A. Gonchar, eds. Fluids in the crust : equilibrium and transport properties. London, Chapman & Hall, 1995, pp. 13-42.

Zharikov V.A. & Zaraisky G.P. Experimental modelling of wall-rock metasomatism. *In* : Perchuk L.L. ed. Progress on metamorphic and magmatic petrology. Cambridge University Press, 1991, pp. 197-246.

Zharikov V.A., Shmulovich K.I. & Bulatov V.K. Experimental studies in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–CO_2–H_2O$ and conditions of high-temperature metamorphism. Tectonophysics, 1977, vol. 43, pp. 145-162.

Zharikov V.A., Vitovtova V.M. & Shmonov V.M. An experimental study of Archaean rock permeability from Kola superdeep drill hole. Geol. Ore Deposits, 1990, vol. 32, n° 6, pp. 79-88.

Zharikov V.A., Pek A.A., Lebedev E.B., Dorfman A.M. & Zebrin S.R. The effects of water fluid at temperatures up to 850° C and pressure of 300 Mpa on porosity and permeability of amphibolite. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1993, vol. 76, n° 3-4, pp. 219-227.